

HASONLÓSÁGOK A VILÁG LEGIDŐSEBB LÖSZFELTÁRÁSAI ÉS A KÁRPÁT-MEDENCE IDÓS LÖSZEI KÖZÖTT

VARGA GYÖRGY¹

1. BEVEZETÉS

Földünk felszínéről a globális légköri rendszerhez kapcsolódó szelek évente több mint 1 milliárd tonna port emelnek fel és szállítanak el nagy távolságokra (TEGEN, I. et al. 1996). Az éghajlati és környezeti változásokra ennek a pornak a mennyisége és a minősége (pl.: szemcseeloszlás) is érzékenyen reagál. A földtörténeti múlt egyes időszakasaiban mind a légköri por mennyisége, mind a porviharok mérete és gyakorisága is a maénak többszöröse, akár 15–20-szorosa lehetett (KOHFELD, K. E. & HARRISON, S. P., 2001). Az ekkor felhalmozódott hullóporos eredetű üledékek (vörös- és vöröses agyagok, lösz-óstalajszorozatok, tengeri eolikus eredetű üledékek, jégmagok pormintái) alapján az utolsó 5–7,6 millió év ősföldrajzi környezetéről és klímájáról szerezhetünk adatokat. Különösen a lösz-óstalajszorozatok reagálnak érzékenyen a klíma akár kisebb léptékű megváltozására is, így évezredes éghajlati ciklusok (pl.: Dansgaard-Oeschger) is kimutathatók a nagyfelbontású elemzések alapján (VANDENBERGHE, J. et al., 2006).

A löszök kialakulási mechanizmusának megértése a mai porviharok megfigyelése, elemzése nélkül nem lehet teljes, és ugyanez fordítva is igaz, hiszen a ma egyre inkább a tudományos érdeklődés homlokterébe kerülő éghajlati modellezések sem képzelhetők el a múlt eseményeinek ismerete nélkül. A jövőbeli klímaváltozásokra vonatkozó becsléseink hibahatárait akkor csökkenthetjük le kellőképpen, ha a közvetett adatokkal rendelkező múlt, illetve a közvetlen megfigyelési és mérési adatokon alapuló jelen folyamatait pontosabban megismerjük.

A Kárpát-medence területén a Pannon-tó (beltenger) feltöltődése és kiszáradása után már nem történt tengeri üledékfelhalmozódás, így különösen nagy fontosságú a teresztrikus, eolikus eredetű üledékeink vizsgálata. Lényeges kérdés, hogy hazánk területén a paleoklimatikus és ősföldrajzi viszonyok mikor teremtették meg a feltételeket a legidősebb löszeink képződéséhez. A válaszkérés hosszú útjának elején tekintsük végig a világ legidősebb löszfeltárásait.

¹V. éves Geográfus szakos hallgató, Pécsi Tudományegyetem, Természettudományi Kar, Földrajzi Intézet

2. A VILÁG LEGIDŐSEBB LÖSZFELTÁRÁSAI

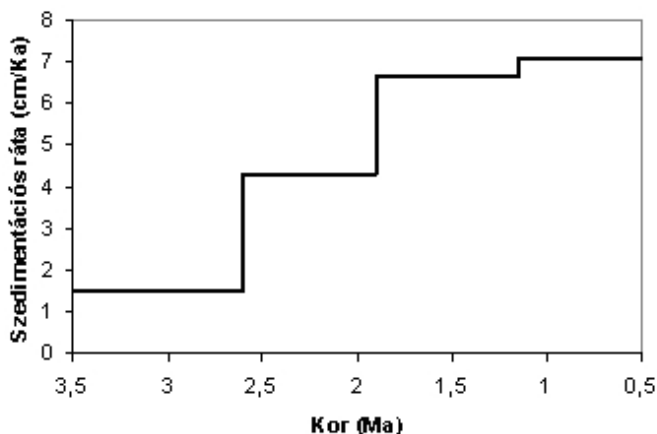
Kína méltán nevezhető a világ lösznagyhatalmának, hiszen közel 1 millió km²-nyi területen lösz borítja, a Sárga-folyó középső vízgyűjtőjéhez tartozó Kínai-löszfennsík (1. ábra) területe ebből mintegy 440 000 km² és nyugati részén a lösz vastagsága eléri a 300 m-t (LIU, T. S. et al. 1985). A lösz kialakulásához szükséges poranyag forrásterületének az É-on és ÉNy-on elhelyezkedő sivatagi, félsivatagi területeket — Badain Jaran, Tengger, Ulan Buh, Hobq, Mu Us — tartják (SUN, J. 2002).



1. ábra. A Kínai-löszfennsík elhelyezkedése
(DERBYSHIRE, E. et al. 1998 alapján)

Az idős löszök közé az S5 jelzésű talaj alatt kezdődő Alsó-Lishi löszöket és a Wucheng-sorozatot sorolják. Ezek a rétegek némileg különböznek a fiatalabb sorozatoktól, hiszen színük lefelé a rózsaszíntől kezdve a barnásvörösen keresztül a vörösbe megy át, míg szerkezetük egyre tömöttebb, gyakoriak az egymástól csupán mészfelhalmozódási szintekkel vagy vékony löszös horizontokkal elválasztott vörös talajok, illetve a nagyméretű mészkonkréciók által alkotott szintek.

A kínai legidősebb löszök fekvését a „kvázi-teljes” rétegsorokban (pl.: **Baoji, Lingtai, Luochuan, Xifeng**) vastag vörösayag rétegek képviselik, melyek löszökhöz hasonló, hullóporos eredete az utóbbi évek kutatási eredményei alapján bizonyosodott be (SUN, D. et al. 1998; DING Z. L. et al. 1997, 1998; LU, H. 2001). A Kínai-löszfennsík területén a holocénben és ma is folyik a löszképződés (LIU, T. S. et al. 1985), így az eolikus eredetű rétegsorok adatai mintegy 7,7 millió év ősföldrajzi és paleoklimatológiai változásait tükrözik vissza (AN, Z. 2001). Mintegy 2,6 millió évvel ezelőtt a környezeti viszonyok megváltozása miatt az addigi vörösayag-képződést felváltotta a „Wucheng-löszök” kialakulásának időszaka (HAN, J. et al. 2002). Az északi félteke eljegesedésének kezdete SHACKLETON, N. J. et al. (1984) szerint szintén kb. 2,6 millió évvel ezelőtre tehető. Ekkor a klíma szárazabbá és hűvösebbé vált, illetve az erősödő szibériai anticiklonális központ hatására az ÉNy-i szelek sebessége megemelkedett. A szárazabb éghajlat miatt a por forrásának területe, és szelesebb környezeti viszonyok hatására a szedimentációs ráta értéke is megnőtt. Szemiarid viszonyok között a mállási folyamatok nem tudtak lépést tartani a porhullás sebességével, így nem vörösayag, hanem lösz képződött (2. ábra).



2. ábra. Az átlagos szedimentációs ráta alakulása a Kínai-löszfennsíkon
(Ding, Z. L. 1997 alapján)

A kínai löszök után a legteljesebb lösz-őstalajsorozatok Földünkön **Közép-Ázsiában**, a Tien-san nyugati előterében, **Chashmanigar (Tádzsikisztán)** környékén találhatók. A Kínai-löszfennsíkon a kelet-ázsiai monszun a domináns szélrendszer, míg a belső-ázsiai területek a nyugatias szelek uralma alatt állnak. A nyár forró és száraz, hatalmas porviharok alakulnak ki ilyenkor a közeli Kara-kum, Kizil-kum és Mujun-kum gyér növényzetű részein. A sivatagi, félsivatagi területeken a porviharos napok száma meghaladja az ötvenet évente, így a nedves és száraz időszakok váltakozásai nagyobb mértékben befolyásolták a rétegsor fejlődését (löszös és talajosodottabb horizontok kialakulását), mint a hideg-meleg intervallumok alakulása. Az eltérő szélrendszerek miatt a nagy alappossággal és a legkülönbébb módszerekkel megkutatott kínai löszterületekkel való összehasonlítása és korrelálása révén fontos információkat szerezhetünk az egész északi féltekére kiterjedő folyamatokról (DING, Z. L. 2002). A tádzsik rétegsor alsó 90 m-es, idősebb szakaszán a vöröses színű talajok között csak vékonyabb, tömöttebb löszhorizontok találhatók, illetve a szelvény legalsó részén a talajosodott rétegeket csupán mészfelhalmozódási szintjeik választják el egymástól. Ezek az összetek a Wucheng-sorozattal mutatnak rokonságot (DODONOV, A.E. & BAIGUZINA, L. L. 1995), melyet a koradatok és paleomágneses mérések is megerősítenek. Ősmeradványokkal igazolta FORSTEN, A. & SHARAPOV, S. (2000) a löszök középső-villafrankai korát (kb. 2,5 Ma).

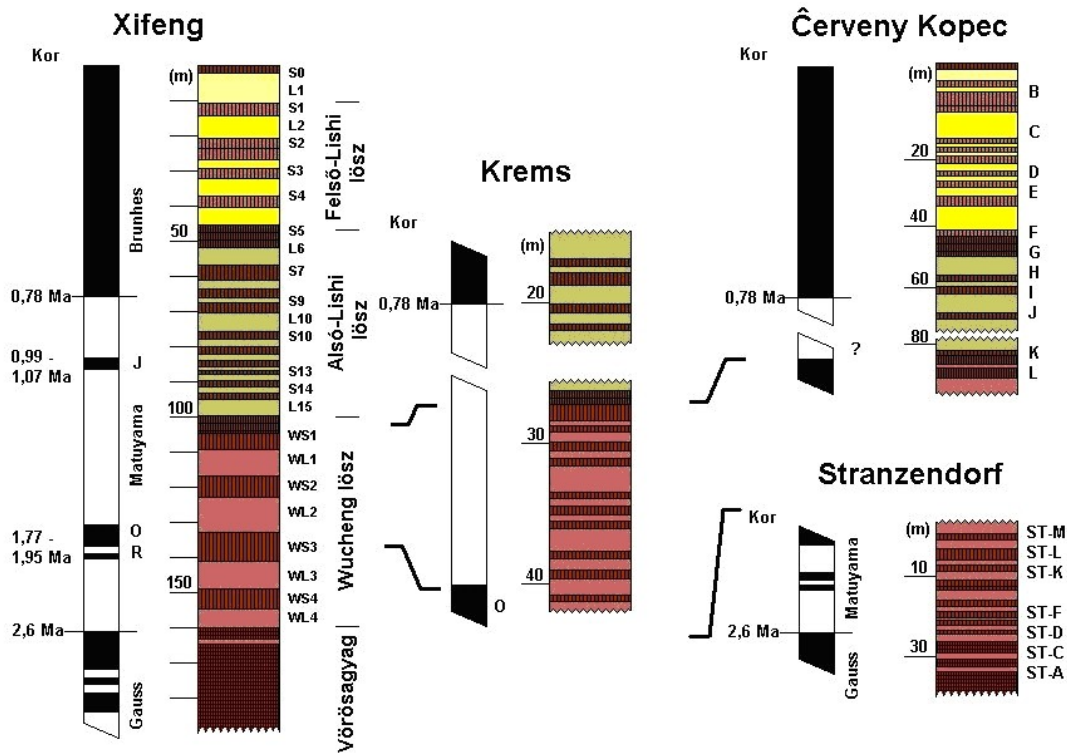
Alaszka nem az a hely, amelyre a legidősebb löszök tanulmányozása során gondolnánk. Az utóbbi évtizedekben azonban bebizonyosodott, hogy a Yukon és a Tanana folyók környékén a pleisztocénben nem volt eljegesedés (BRIGHAM-GRETTE, J. & CARTER, L. D. 1992). Fairbankstól néhány kilométerrel nyugatra, közel 50 méteres vastagságban települ a „**Gold Hill**” löszösszet, melynek WESTGATE, J. A. et al. (1990) alapján a kora kb. 3 millió év. Az Aleut-ív, az Alaszkai-félsziget, és a Wrangell-hegység késő-kainozoikumai vulkanizmusa révén a löszsorozatot tefrahorizontok tagolják. A paleomágneses mérések és a tefrák abszolút korának meghatározásai megerősítették, hogy a löszök a pliocén végén, alsó-pleisztocén elején alakultak ki (WESTGATE, J. A. et al. (2003) és NAIBERT, T. J. et al. 2005). A fosszilis talajok és tefrák idős korára vonatkozóan a kanadai Klondike-fennsík feltárásainak részletes elemzése során több más tanulmányban is beszámolnak (TARNOCAL, C. & SCHWEGER, C. E. 1991; SANDHU, A. S. et al 2000). FROESE, D. G. et al. (2000) szerint Dawson (Kanada) mellett 10–15 méteres vastagságban települő „Midnight Dome” lösz kora is több mint 1,4 millió év.

Dél-Amerikában a Pampák területének 1,1 millió km²-ét borítják löszök és löszszerű üledékek, átlagosan 30–40 m vastagságban. Az Andok miocén végi gyors emelkedése után a csapadékot hozó nyugatias szelek már nem jutottak el a Pampák területére és a kiemelkedő hegység anyagából a hullóporos eredetű üledékek nagy vastagságban fel tudtak halmozódni. A paleomágneses adatok alapján a löszképződés kezdete 2,5 Ma BP-re, a Matuyama–Gauss határ fölé tehető (BLOOM, A. L. 1990). A legidősebb eolikus eredetű üledékek („**Chapadmalal-rétegek**”) Mar de Platatól délre találhatók, ahol a tengerparton meredek falat alkotnak, anyaguk sziltes, vöröses színű. Nagy mennyi-

ségű paleontológiai lelet került ki belőle (VIZCAÍNO, S. F. et al. 2004), melyek alapján kora mintegy 3,3–3,5 millió évre tehető. KEMP, R. A. & ZÁRATE, M. A. (2000) és ZÁRATE, M. A. et al. (2002) szerint a pliocén végi rétegsorok tagjait nehéz elkülöníteni egymástól, mert a talajosodott, agyagosabb rétegek egymásra települnek, vagy csak vékonyabb löszös horizontok választják el őket egymástól. Mar del Platától északra a rétegsor fiatalabb tagjai figyelhetők meg, melyek színe halványabb rózsaszínes, sárgás, a talajosodott rétegeket vastagabb löszös horizontok tagolják. A leírások alapján a rétegsor hasonlóságot mutat a kínai, tádzsik és a későbbiekben bemutatásra kerülő magyarországi összletekkel.

A Brno melletti **Červený Kopec** rétegsora a Svratka folyó teraszain települ. KUKLA, G. (1975) 11 löszciklust különít el a szelvényben, melynek felső részét (A–E) sötét színű sztyeptalajok, alsó felét pedig vörösbarna vályogtalajok alkotják. A feltárás az alpi és a skandináv jégtakaró közötti korridorban helyezkedik el, így a pleisztocén klímaváltozásokra érzékenyen reagált. Mintegy 1 millió évet ölel fel a szelvény, de kisebb–nagyobb réteghiányok, hiátusok előfordulnak benne, ezért alsó részének a kora feltehetően ennél idősebb.

Ausztriában a Duna bal partján található **Krems** lőtéri feltárása fúrásokkal és a stranzendorfi szelvénnel kiegészítve közel 3 millió év ősföldrajzi viszonyait archiválta (FINK, J. & KUKLA, G. 1977). KUKLA, G. & ČÍLEK, V. (1996) újabb eredményei kisémlős maradványok alapján azt mutatják, hogy a rétegsorban jelentős eróziós diszkordancia található a KR7 jelzésű talaj fölött közvetlenül. Az alsó vörös talajok között csak kisebb vastagságban található lösz, a világ más idős löszfeltárásainak rétegsorához hasonlóan (3. ábra).



3. ábra. Európa idős löszfeltárásainak párhuzamosítási lehetősége kínai löszökkel
 (KUKLA, G & ČILEK, V. 1996 alapján)

Összegzőképpen a világ legidősebb löszfeltárásairól megállapítható, hogy

- képződési idejük kezdete mintegy **2,5–2,6 millió évvel** ezelőttre tehető,
- fekvőket többnyire **vörösgyagok** képezik, melyek kialakulása a löszökéhez hasonló, tehát **hullóporos**,
- színük **rózsaszínes**, halványvörös,
- szerkezetük **tömörödött**,
- gyakoriak az egymástól csupán **mészfelhalmozódási szintekkel** vagy vékony löszös horizontokkal elválasztott idős paleotalajok a szelvények alsóbb felében,
- **nagyméretű mészkonkréciók** találhatóak a sorozatokban, melyek szinteket is képezhetnek.

3. A KÁRPÁT-MEDENCE PALEOKLIMATOLÓGIAI ÉS ÓSFÖLDRAJZI VISZONYAI A PLIO-PLEISZTOCÉN HATÁR KÖRNYÉKÉN

A Kárpát-medence késő-neogén klímaváltozásai globális éghajlati változásokkal álltak kapcsolatban. Távoli területekről származó faunaelemek invazív beáramlásai (pl.: ormányosok, hipparionok, equusok, canis-félék), a világtengerek szintváltozásai mind kapcsolatban álltak egymással. SCHWEITZER F. (2004) szerint 32–30 Ma BP-től kezdve egy- illetve kétpólusú ciklikus jégkorszakok váltakozása határozza meg Földünk klímáját.

A pliocénben, illetve a pleisztocén elején hazánk területén uralkodó ökológiai viszonyokról KRETZOI M. (1969, 1983) és JÁNOSY D. (1979) gerinces faunák alapján készített rétegtani munkáiból tudhatunk meg alapvető tényeket. Az élettörténetet természetesen nem lehet azonosítani a föld- és klímátörténettel, de a nagy faunaváltozásokból következtethetünk az egykori éghajlati változásokra. A löszök korának kérdésében — a már korábban a kínai példán levezetett vörösagyag–lösz kapcsolat miatt — a biosztratigráfiai viszonyok alakulásának közel 5 millió évvel ezelőttre visszamenő adatait is figyelembe kell venni.

A Pannon-(bel)tenger feltöltődése és kiszáradása idején (5,5–5,3 Ma) uralkodó száraz-meleg (sivatagi) klíma helyét a **Rusciniumban** (5,3–4,2 Ma) a csapadék növekedésével ligeterdős, szubtrópusi éghajlat váltja fel. A faunaelemek nagy része az időszak végén dél-ázsiai monszun öv jellemző képviselőivel mutatnak szoros rokonságot. Ez a monszunerdei klíma folytatódik a **Csarnótánumban** (4,2–3,0 Ma) is, melynek éghajlata még melegebb volt, legidősebb vörösagyagjaink ekkor képződtek, melyek dél-orosz, belső-ázsiai és kínai területek hasonló ökológiai feltételek mellett képződött üledékeivel jól párhuzamosíthatók (KOVÁCS J. 2004). A **Villányiumban** (3,0–1,8 Ma) a monszunerdei klíma füvespusztaiba vált át, az erdei kisméretű fauna helyett pocok és hörcsög lesz a domináns. A valódi lovak (*equusok*) beáramlása Észak-Amerikából jelzi, hogy a világtengerek szintcsökkenése miatt földhíd kötötte össze Euráziát Amerikával. A Kárpát-medence éghajlata kontinentalizálódik, ebben a száraz-meleg időszakban alakulnak ki az alacsonyabb hegyláb felszínének és hegylábi törmelék kúpok (PÉCSI M. 1963; SCHWEITZER F. 1993).

A Villányium második felének (**Kislángium — 2,4–1,8 Ma**) éghajlata félsivatagi, faunájában megjelenik a strucc és a zsiráf is. A kisméretű faunáinak dominanciaváltása és az *equusok* hatalmas területen történő elterjedése alapján állítható, hogy összefüggő szélsőséges (félsivatagi) zóna alakult ki Közép-Európától Kelet-Ázsiáig (KRETZOI M. 1969, 1983). A legidősebb kínai és tádzsik löszök a Kislángiummal párhuzamosítható középső-villafrankai időszakban képződtek, ez koradatokkal és paleontológiai bizonyítékokkal igazolható (FORSTEN, A. & SHARAPOV, S. 2000).

4. VÖRÖSAGYAG-KÉPZŐDÉS HULLÓPORBÓL A KÁRPÁT-MEDENCÉBEN A PLIOCÉN VÉGÉN ÉS A PLEISZTOCÉN ELEJÉN

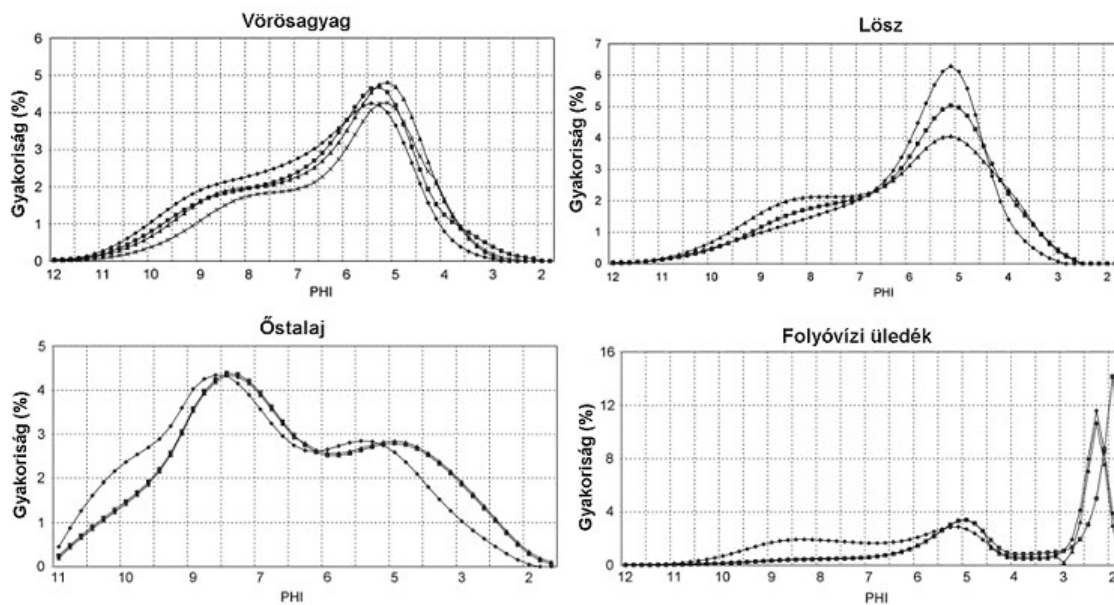
A vörösayag képződéséhez nedves, meleg erdőövi éghajlatra van szükség. A komplex földtudományi (földtani, rétegtani, felszínfejlődési, ásványtani, geokémiai) adatokból (SCHWEITZER F. & SZŐÖR GY. 1997; KOVÁCS J. 2004) tudjuk, hogy a Csarnótánum és részben a Villányium idején uralkodó klimatikus és ökológiai viszonyok megfeleltek ezen feltételeknek. Az ekkor képződött vörös- és vöröses agyagok a löszkutatással szorosan összefüggnek, hiszen előbbieket a löszök fekélyét képezik, míg a vöröses agyagok (vörös talajok) a legidősebb löszöket tagolják. A kínai löszök és vörösayagok genetikájának bebizonyított hasonlósága még szorosabbra fonta a két üledék között fennálló viszonyt.

A Kárpát-medence vörösayagjainak kialakulásáról megoszlanak a vélemények, de már korábban is felmerült annak a lehetősége, hogy a szél által felhalmozódott porból képződik (LÓCZY L. 1890; SÜMEGHY J. 1944). Id. Lóczy Lajos 1890-ben kínai tapasztalatai alapján az idős löszök, illetve az azok fekélyében található vörösayagok képződési mechanizmusának megértéséhez kulcsfontosságú véleményét írta le (LÓCZY L. 1890):

„Nézetem szerint az aeolikus porbullások ép úgy mint a löszképző mérsékelt égőv száraz talajain, a trópusokon nedves és buja növényzetű vidékein is gyakran előforduló jelenségek. A steppék fűnövényzete, mely száradva enyészik el és nem rothadás közben, érintetlenül hagyja a poralakban aláhulló ásványos anyagokat; a trópusokon ellenben a növényzet és a nedvességek arányában a rothadó növényi anyagok oxidáló és redukáló hatása complicált elmállás alá veszi a lebullott poralakú kőzeteket. Az aeolikus módon felhalmozódó anyag így módon teljesen elveszti eredeti minőségét és vastartalmú lateritté alakul át. Ennélfogva én a lateritot a löszszel azonos eredetűnek tartom, míg azonban a száraz vidékeken a löszben változatlanul megőrzik a lebullott por alkotó részeit, a trópusi nedves tájak rohamos elmállással átalakítják a talaj aeolikusan növekedő új rétegét.”

A vörösayagok ásványi összetétele, rétegtani helyzete, szemcseeloszlása és szemcséinek elektronmikroszkópos vizsgálata alapján (KOVÁCS J. 2004, 2006, in press) egyértelmű bizonyítékokat közöl arra vonatkozóan, hogy a vörösayagok hullóporból képződtek.

A szemcseeloszlási vizsgálatok eredményei (4. ábra) kiválóan tükrözik azt, hogy a löszök és vörösayagok között szoros rokonság van, míg az őstalajok és folyóvízi üledékek jelentősen eltérnek tőlük.



4. ábra. Vörösgyagok, löszök, östalajok és folyóvízi üledékek szemcseeloszlása
(Kovács, J. in press)

A vörösgyagok képződéséhez szükséges poranyag származására vonatkozóan részletes vizsgálatokra van még szükség. Az anyag származhatott a Kárpát-medencéből és azon kívülről is. Az Alpok és Kárpátok lepusztulástermékei, a bérbaltavári sivatagi időszak üledékei, a hordalékkúpok anyaga mind számításba jöhet.

5. A LÖSZKÉPZŐDÉS LEHETŐSÉGE SZÁRAZ-MELEG KLÍMÁN

Mintegy 2,5 millió éve a klíma szárazabbá, hűvösebbé vált mind a Kárpát-medencében (KREIZOI M. 1969, 1983; JÁNOSSY D. 1979; SCHWEITZER F. 1993), mind azokon a területeken, ahol korábban vörösagyag képződött (HAN, J. et al. (1997)). A szárazabb éghajlaton az eddigi porhullások intenzitása nőtt és a mállási folyamatok erőssége csökkent. Érdekes problémának bizonyul tehát, hogy a szelek által felhalmozott hatalmas mennyiségű ásványi anyagból milyen üledék képződik.

V. A. Obrucsev az 1951-ben megjelent *Ismerkedés a geológiával* című könyvében a következőket írja (OBRUCSEV, V. A. 1951):

„A por, melyet a szelek kiszállítanak a sivatagból, lassanként felhalmozódik és vékonyabb-vastagabb sajátosságos lerakódást képez, melyet zseltozjom-nak, sárgaföldnek vagy lösznek nevezünk. (...) A lösz jellemző sajátosságának — t. i. televényföldtartalma igen csekély — az a magyarázata, hogy a sztyeppék éghajlata, ahol a por lerakódik, száraz. A sztyeppe elhalt növényzetének részei nem kerülnek bele a talajba, hanem fokozatosan elporladnak, majd maradványaikat elhurcolja a szél...”

Obrucsev volt az, aki először különböztette meg egymástól a „meleg” és „hideg” lösz. Véleménye szerint nem csupán a jéghez köthető a kőzetliszt méretű szemcsék kialakulása, hanem a sivatagi, félsivatagi területeken is képződik sivatageremi löszképződéshez elegendő mennyiségű finom szemcse. Később PYE, K. (1987), WRIGHT, J. (2001a, 2001b) és SMITH, B. J. et al. (2002) laboratóriumi kísérletekkel bizonyították, hogy a sivatagok területén is képződik nagy mennyiségben szilt-méretű szemcse.

Kínában évszázadokkal ezelőtt a porviharok által szállított anyaggal hozták kapcsolatba a löszök képződését (ZHANG, D. 1982) és forrásterületnek Belső-Ázsia sivatagait tartják (SUN, J. 2002). Az ázsiai por a Csendes-óceánt átszelve eljut Alaszkába is (ZDANOWICZ, C. et al. 2006), illetve a Grönlandi jégmagok több pormintájáról találták úgy, hogy Ázsiából származik (RUTH, U. et al. 2003). GROUSSET, F. E. et al. (2003) a Francia-Alpokban talált pormintákról megállapították, hogy azok egy 1990. március 8-i Takla Makán-ban tomboló porvihar eredményeként kerültek a légkörbe és a nyugatias szelek hátán 17 nap alatt jutottak el Európába.

Ezen adatok és megfigyelések alapján állítható, hogy a sivatagi, félsivatagi területeken hatalmas mennyiségben képződnek a durva kőzetliszt-méretű szemcsék. A löszképződéshez azonban nem elég csupán a poranyag megléte. A sivatagi-eredetű löszök képződését ellenzők is gyakran érvelnek azzal, hogy ha a sivatagok anyagából képződhet lösz, akkor Földünk legnagyobb sivataga, a Szahara mentén miért nincsen nagy vastagságú, összefüggő löszterület.

Korábbi vélemények szerint a Szahara mellett nem találhatók lösszel borított területek. Az egyre több és részletesebb kutatások következtében ma már számos Szahara menti területről (és más forró égövi sivatagok mellől is) leírtak löszöket (pl.: YALON, D. & DAN, J. 1974; McTAINSH, G. 1987; GOUDIE, A. S. et al. 2000). Ezek a löszterületek azonban valóban nem alkotnak összefüggő löszrégiókat. A szilt-méretű szemcsék jelenléte szükséges, azonban nem elégséges feltétele a löszképződésnek. A szél által szállított szemcsék felhalmozódásához pormegkötő növényzetre is szükség van, melynek hiányában az újra felerősödő szelek áttelepítik a poranyagot, illetve a megfelelő mennyiségű csapadék nélkül a felhalmozódott por nem alakul lösszé (PÉCSI M. 1990). A lösz kialakulása meghatározott ökológiai feltételek mellett valósul meg, éppen e tulajdonsága miatt használhatjuk az ősföldrajzi környezet kiváló indikátoraként.

6. IDŐS LÖSZÖK A KÁRPÁT-MEDENCÉBEN

A korábbi (Csarnótánium), vörösayag-képző porhullások intenzitása és gyakorisága a lehordási terület növekedése és a gyérré váló növényzet miatt megnő. Az előbbi fejezetben felsorolt érvek alapján megteremtődtek a löszképződés feltételei, melynek következtében löszök képződhettek hazánk területén a Kislángiumban, azonban mára csak kevés helyen maradtak meg.

PÉCSI M. (1984) szerint az idős löszök feküjét képező „Dunaföldvári Formáció” vöröses rétegei és a köztük található homokos agyag és szilt tulajdonságai nem elégítik ki a szorosabb értelemben vett típusos lösz kritériumait. **Szekszárd** környéki fúrások adatai szerint a sorozat felsőbb részeiben a vöröses talajok között lösz is található.

Dunaalmás községtől kb. 2 km-re délre, 280 m-es tengerszint feletti magasságban, az Almási-hegy kőfejtőjében 3 méter vastagságú édesvízi mészkövön vörösbarna talaj és löszös, kisemlős maradványokat tartalmazó horizont húzódik, melyet egy újabb travertino réteg zár le. A rétegek településéből következik, hogy a fauna keveredésmentes és JÁNOSSY D. (1979) meghatározása szerint kislángiumi, ezt a kort paleomágneses adatok is megerősítik (PÉCSI M. & SCHWEITZER F. 1995).

A Mecsek völgyközi hátakkal tagolt, lösszel fedett hegyláb felszínén, tengerszint feletti 215 m-ről kiindulva 60 méteres mélységű talajmechanikai fúrás tárta fel a **Postavölgy** tanulságos rétegsorát (PÉCSI M. et al. 1988). A szelvény alsóbb részeit szinte egymásra települő barnászörös talajok képezik, melyeket csupán mészfelhalmozódási szintjeik és vékony löszhorizontok választanak el egymástól. Hasonló településű vörös színű talajok alkotják távoli területek már korábbi fejezetekben megismert legidősebb lösz-őstalajsorozatainak szelvényeit is.

A hegyláb felszíni helyzetben az üledékfelhalmozódás nem folytonos, így az eróziós és deráziós hiátusok miatt az elvégzett paleomágneses mérések eredményeinek értelmezése bizonytalan. A kb. 20 méteres mélységben mért fordított mágnesezettséget korábban a Blake-eseménnyel (125 Ka BP) azonosították, azonban nehéz elképzelni, hogy az utolsó interglaciális óta eltelt időben ilyen nagy vastagságban lösz-őstalaj sorozat képződhetett. A geomorfológiai adatok is a paleomágneses esemény vitatható voltát támasztják alá. A felső, 22–23 m vastag összletben a nyíltszíni feltárások alapján a rétegek D-ről É-ra dőlnek, míg az alsóbb rétegekben É–D-i irányultság a jellemző. Ez az orientációs váltás valószínűleg a Pécsi-víz völgye kialakulásának kezdetét jelzi, így ez idő alatt a geomorfológiai szintek alapján 80–100 m süllyedést jelent; ez az érték megint csak túl sok, ha 125 ezer évvel számolunk. Nagyobb a valószínűsége annak, hogy a fordított mágnesezettségű rétegek a Matuyama paleomágneses időszakban képződtek, így a szelvény alsóbb részében települő löszök jóval idősebbek, mint azt régebben gondolták (FÁBIÁN Sz. Á. et al. 2005).

A Kárpát-medence idős löszeinek tanulmányozása szempontjából különösen érdekes feltárás (5. ábra) található a Villányi-hegység déli előterének hegyláb felszínén, **Beremend** község határában.



5. ábra. Idős löszök és fosszilis talajok rétegsora Beremend mellől (Fotó: Kovács I.)

A Drávamellék süllyedése és a hegyláb felszín folyamatos alacsonyodása miatt a korábbi vastag pliocén és alsó-pleisztocén rétegek nagyrészt lepusztultak, de a Beremendi-rög által védett helyzet miatt a vizsgálati területünkön máig megtalálhatóak. A valódi vörösagyagok kibukkanásai a karsztos mezozoos alaphegység (Nagyharsányi Mészkö Formáció) hasadékkitöltéseire korlátozódnak, melyek a ma is aktív bányászat során feltáródnak és megsemmisülnek. A környékbeli vörösagyagok tu-

dományos szempontból rendkívül fontosak, hiszen gazdag őssgerinces faunát tartalmaznak (KRETZOI M. 1956), melyek kiegészítik a pliocénben uralkodó környezeti viszonyokról kialakított képünket. Közvetlen rétegtani kapcsolat a Beremenden vizsgált vörösagyagok és löszök között nincsen (MARSI I. & KOLOSZÁR L. 2004), de az üledékhány mértéke nem egyértelmű.

A löszök és fosszilis talajaik rétegsora mintegy 17 méteres vastagságban, több lépcsőben tanulmányozható a bánya területén. Többszöri terepbejárás alkalmával makroszkóposan elkülönítettük a különböző rétegtani egységeket. A felszínfejlődési rekonstrukciót nehezítik a gyakori eróziós hiátusok, melyek a rétegsorban találhatók. Jelen kutatás témája miatt figyelmünket elsősorban a szelvény alsó felének idősebb rétegeire irányítottuk, melyek közel 10 méteres vastagságban vizsgálhatóak. A mezozóos alaphegység felszínére települő idős összleteket a vörös (barnásvörös) és világosbarnás, rózsaszínes kötegek ciklikus váltakozása jellemzi. A talajosodott rétegek a löszös horizontoktól a terepi megfigyelések alapján is csupán színükben és némiképp szerkezetüket tekintve (hasábosabb) tértek el. A legalsó löszréteg fölött települő szint nagyméretű, függőleges orientációjú mészkonkréciókból és löszös (iszapos) üledékekből áll. A nagyméretű konkréciók közepében a mész kalcitá kristályosodott.

A granulometriai vizsgálatokhoz 10 centiméteres intervallummal vettünk mintát a legalsó löszrétegtől kiindulva a felső vörös talaj tetejéig. Az előkészítés során tapasztaltuk, hogy a löszös és talajosodottabb rétegek szervesanyag-tartalmában nincs nagy eltérés, míg a mésztartalom egyértelműen a löszökben a nagyobb. Az idős rétegek mintáinak átlagos szemcsemérete nem tükrözi vissza a vörös és halványabb színű rétegek váltakozását. Ennek oka, hogy az idős löszök és az őket tagoló sötétebb összletek képződésekor uralkodó környezeti viszonyok hasonlóak voltak, meleg-szemiarid/szubhumid és meleg-humidusabb időszakok váltogatták egymást. Olyan éghajlati és környezeti viszonyok váltakozása során alakultak ki ezek a különbségek, melyek között nagy eltérés nincsen. A nedvesebb időszakokban sem volt annyi csapadék, hogy a szemcseeloszlást döntően befolyásolta volna, azonban a vörös szín kialakításához elég volt egy nagyon kis fokú mállás is.

Mіндеzen adatok alapján úgy gondolom, hogy a Kislángium félsivatagi klímája, a maga kis mértékű, de az imént vázolt képbe beleillő fluktuációival, megfelelő feltételeket teremtett a löszök és vörös talajok kialakulásához. A korábban (Csarnótánium) uralkodó meleg-nedves, vörösagyagképző időszakában jelenlévő porhullások intenzitása és gyakorisága — a helyi lehordási terület növekedése és a növényzet gyérre válása miatt — megnőtt. A magasabb szedimentációs ráta és a csökkenő csapadék miatt a hullóporból lösz képződött, a ciklikusan visszatérő nedvesebb klímaviszonyok között vörös talajok képződtek.

7. ÖSSZEFOGLALÁS

A világ legidősebb löszfeltárásairól megállapítható, hogy kialakulásuk kezdete a vörösagyagok képződésének végét jelentő klímaváltozás idejére, mintegy 2,5–2,6 Ma-ra tehető. Hazánk területén ekkor uralkodó száraz-meleg (kislángiumi) klimatikus viszonyok megteremtették a löszképződés feltételeit. Színük, szerkezetük, őslénytani adataik, rétegtani helyzetük, illetve a képződésük idején uralkodó (a szemcseeloszlási vizsgálatokból rekonstruálható) éghajlati adatok alapján megállapítható, hogy idős löszeink jól beleillenek a világ legidősebb lösz-őstalajsorozatainak sorába.

8. KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Munkám során nyújtott megtisztelő segítségükért köszönetemet fejezem ki prof. Schweitzer Ferencnek (MTA Földrajztudományi Kutatóintézet, PTE-TTK Földrajzi Intézet) és dr. Kovács Jánosnak (PTE TTK Földrajzi Intézet Földtani Tanszék).

9. IRODALOMJEGYZÉK

1. AN, Z. (2000). The history and variability of the East Asian paleomonsoon climate. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 19. pp. 171–187.
2. ASSALLAY, A. M.; ROGERS, C. D. F.; SMALLEY, I. J. & JEFFERSON, I. F. (1998). Silt: 2–62 μm , 9–4 Φ . *Earth-Science Reviews*, Vol. 45. pp. 61–88.
3. BERG, L. SZ. (1953). Éghajlat és élet, *Akadémiai Kiadó*, Budapest, 523 p.
4. BLOOM, A. L. (1990). Some questions about the Pampean loess. — In: ZÁRETE, M. (ed.): Properties, chronology and paleoclimatic significance of loess. *International Symposium on Loess (expanded abstracts)*, pp. 29–31.
5. BRIGHAM-GRETTE, J. & CARTER, L. D. (1992). Pliocene marine transgressions of northern Alaska: circumarctic correlations and paleoclimatic interpretations. *Arctic*, Vol. 45. pp. 74–89.

6. DERBYSHIRE, E.; XINGMING, M. & KEMP, R. A. (1998). Provenance, transport and characteristics of modern aeolian dust in western Gansu Province, China, and interpretation of the Quaternary loess record. *Journal of Arid Environments*, Vol. 39. pp. 497–516.
7. DING, Z. L.; RUTTER, N. W. & LIU, T. S. (1997). The onset of extensive loess deposition around the G/M boundary in China and its palaeoclimatic implications. *Quaternary International*, Vol. 40. pp. 53–60.
8. DING, Z. L.; SUN, J. M.; LIU, T. S.; ZHU, R. X., YANG, S. L. & GUO, B. (1998). Wind-blown origin of the Pliocene red clay formation in the central Loess Plateau, China. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 161. pp. 135–143.
9. DING, Z. L.; RANOV, V.; YANG, S. L.; FINAEV, A.; HAN, J. M. & WANG, G. A. (2002). The loess record in southern Tajikistan and correlation with Chinese loess. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 200. pp. 387–400.
10. DODONOV, A. E. & BAIGUZINA, L. L. (1995). Loess stratigraphy of Central Asia: paleoclimatic and paleoenvironmental aspects. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 14. pp. 707–720.
11. FÁBIÁN SZ. Á.; SCHWEITZER F. & VARGA G. (2005). A Pécsi-víz völgyének kialakulása és kora. — In: DÖVÉNYI. Z & SCHWEITZER F. (szerk.): A földrajz dimenziói: tiszteletkötet a 65 éves Tóth Józsefnek. *MTA Földrajztudományi Kutatóintézet*, Budapest, pp. 461–472.
12. FINK, J. & KUKLA, G. (1977). Pleistocene climates in Central Europe: at least 17 interglacials after the Olduvai event. *Quaternary Research*, Vol. 7. pp. 363–371.
13. FORSTEN, A. & SHARAPOV S. (2000). Fossil equids (Mammalia, Equidae) from the Neogene and Pleistocene of Tadzhikistan. *Geodiversitas*, Vol. 22. (2.) pp. 293–314.
14. FROESE, D. G.; BARENDREGT, R. W.; ENKIN, R. J. & BAKER, J. (2000). Paleomagnetic evidence for multiple Late Pliocene–Early Pleistocene glaciations in the Klondike area, Yukon Territory. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 37. pp. 863–877.
15. GOUDIE, A. S.; PARKER, A. G.; BULL, P. A. WHITE, K. & AL-FARRAY, A. (2000). Desert loess in Ras Al Khaimah, United Arab Emirates. *Journal of Arid Environments*, Vol. 46. pp. 123–135.
16. GROUSSET, F. E.; GINOUX, P.; BORY, A. & BISCAYE, P. E. (2003). Case study of a Chinese dust plume reaching the French Alps. *Geophysical Research Letters*, Vol. 30. (6.) pp. 1277–1280. doi:10.1029/2002GL016833

17. HAN, J.; FYFE, W.S. & GU, Z. (2002). Assessment of the palaeoclimate during 3.0–2.6 Ma registered by transition of Red Clay to loess-palaeosol sequence in central North China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 185. (3–4) pp. 355–368.
18. JÁNOSSY D. (1979). A magyarországi pleisztocén tagolása gerinces faunák alapján. *Akadémiai Kiadó*, Budapest. 207 p.
19. KEMP, R. A. & ZÁRATE, M. A. (2000). Pliocene pedosedimentary cycles in the southern Pampas, Argentina. *Sedimentology*, Vol. 47. pp. 3–14.
20. KOHFELD, K. E. & HARRISON, S. P. (2001). DIRTMAP: the geological record of dust. *Earth Science Reviews*, Vol. 54. pp. 81–114.
21. KOVÁCS J. (2004). A vörösgyagok és vöröses talajok jelentősége a késő-kainozoikum (pliocén) ősföldrajzi fejlődéstörténetében. *PTE TTK Földrajzi Intézet*, Pécs, 124 p. (PhD doktori értekezés, kézirat)
22. KOVÁCS J. (2006). Wind-blown origin of the Neogene red clay in the Pannonian Basin (abstract). *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 8. 04182
23. KOVÁCS J. (in press). Grain-size analysis of the Neogene red clay formation in the Pannonian Basin. *International Journal of Earth Sciences*, DOI 10.1007/s00531-006-0150-2
24. KRETZOI M. (1956). A Villányi-hegység alsó-pleisztocén gerinces-faunái. *Geologica Hungarica series Paleontologica*, Vol. 27. pp. 7–123.
25. KRETZOI M. (1969). A magyarországi quarter és pliocén szárazföldi sztratigráfiájának vázlata. *Földrajzi Közlemények*, 17. (2) pp. 197–204.
26. KRETZOI M. (1983). Kontinentstörténet és biosztratigráfia a felső harmadkor és a negyedidőszak folyamán a Kárpát-medencében és korrelációi. *Földrajzi Közlemények*, 31. (3–4.) pp. 230–240.
27. KUKLA, G. (1975). Loess stratigraphy of Central Europe. — In: BUTZER, K. & ISAAC, G. (eds): After the Australopithecines. *Mouton Publisher*, The Hague, pp. 99–188.
28. KUKLA, G. & CÍLEK, V. (1996). Plio-Pleistocene megacycles: record of climate and tectonics. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 120. pp. 171–194.
29. LIU, T. S. et al. (1985). Loess and the Environment. *China Ocean Press*, Beijing, 249 p.
30. LÓCZY L. (1890). Gróf Széchenyi Béla kelet-ázsiai útjának tudományos eredményei 1877–1881. I. kötet. Az utazáson tett észlelések. *Kilián Frigyes egyetemi könyvtáros bizományában*. Budapest, 743 p.

31. LU, H.; VANDENBERGHE, J. & AN, Z. (2001). Aeolian origin and palaeoclimatic implications of the 'red clay' (north China) as evidenced by grain-size distribution. *Journal of Quaternary Science*, Vol. 16. pp. 89–97.
32. MARS I. & KOLOSZÁR L. (2004). A beremendi Szőlő-hegy pliocén és kvarter képződményei. *Földtani Közlemény*, Vol. 134 (1.) pp. 75–94.
33. McTAINSH, G. H (1987). Desert loess in northern Nigeria. *Zeitschrift für Geomorphology N. F.* Vol. 26. pp. 417-435.
34. OBRUCSEV, V. A. (1951). Ismerkedés a geológiával. *Művelt Nép Könyvkiadó*, Budapest, 360 p.
35. PÉCSI M. (1963). Hegylábi (pediment) felszínek a magyarországi középhegységekben. *Földrajzi Közlemények*, 11. (3.) pp. 195–212.
36. PÉCSI M. (1984). Létezik-e egymillió évesnél idősebb valódi lösz? *Földrajzi Értesítő*, Vol. 33. (4.) pp. 347–358.
37. PÉCSI M. (1990). Loess is not just the accumulation of dust. *Quaternary International*, Vol. 7–8. pp. 1–21.
38. PÉCSI M. (1993). Negyedkor és löszkutatás. *Akadémiai Kiadó*, Budapest, 375 p.
39. PÉCSI M.; GEREI L.; SCHWEITZER F.; SCHEUER GY. & MÁRTON P. (1988). Ciklikus éghajlatváltozás és rosszabbodás visszatükröződése a magyarországi löszök és eltemetett talajok sorozatában. *Időjárás*, Vol. 92. (2–3.) pp. 75–86.
40. PÉCSI M. & SCHWEITZER F. (1995). Late Cenozoic travertine sequences on terraced geomorphic surfaces. — In: PÉCSI M. & SCHWEITZER F.: Loess InForm 3. Concept of loess, loess-paleosol stratigraphy. *MTA FKI*, Budapest, pp. 53–61.
41. PYE, K. (1987). Aeolian Dust and Dust Deposits. *Academic Press*, London, 334 p.
42. RUTH, U.; WAGENBACH, D.; STEFFENSEN, J. P. & BIGLER, M. (2003). Continuous record of microparticle concentration and size distribution in the central Greenland NGRIP ice core during the last glacial period. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 108., doi:10.1029/2002JD002376
43. SANDHU, A. S.; WESTGATE, J. A.; PREECE, S. J. & FROESE, D. G. (2000). Glass-fission-track ages of Late Cenozoic distal tephra beds in the Klondike district, Yukon Territory. *Yukon Exploration and Geology*, pp. 247–256.

44. SCHWEITZER F. (1993). Domborzatformálódás a Pannóniai-medence belsejében, a fiatal újkorban és a negyedidőszak határán. *MTA FKI*, Budapest, 125 p. (Akadémiai doktori értekezés, kézirat)
45. SCHWEITZER F. (2004). On the possibility of cyclic recurrence of ice ages during the Neogene. *Földrajzi Értesítő*, Vol. 53 (3–4.) pp. 157–181.
46. SCHWEITZER F. & SZŐÖR GY. (1997). Geomorphological and stratigraphical significance of Pliocene red clay in Hungary. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, Vol. 110. pp. 95–105.
47. SHACKLETON, N. J.; BACKMAN, J.; ZIMMAERMAN, H.; KENT, D. V.; HALL, M. A.; ROBERTS, D. G.; SCHNEITER, D.; BALDAUF, J. G.; DESRAIRIES, A.; HOMRIGHAUSEN, R.; HUDDLESTUN, P.; KEENE, J. B.; KALTENBACK, A. J.; KRUMSIEK, K. A. D.; MORTON, A. C.; MURRAY, J. W. & WESTBERG-SMITH, J. (1984). Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the North Atlantic region. *Nature*, Vol. 307. pp. 620–623.
48. SMITH, B. J.; WRIGHT, J. S. & WHALLEY, W. B. (2002). Sources of non-glacial, loess-size quartz silt and the origins of „desert loess”. *Earth-Science Reviews*, Vol. 59. pp. 1–26.
49. SUN, D. H., AN, Z., SHAW, S., BLOEMENDAL, J. & SUN, Y. (1998). Magnetostratigraphy and Palaeoclimatic significance of late tertiary Aeolian sequences in the Chinese loess plateau. *Geophysical Journal International*, Vol. 134., pp. 207–212.
50. SÜMEGHY J. (1944). A Tiszántúl. *Magyar tájak földtani leírása VI*. 208 p.
51. TARNOCAI, C. & SCHWEGER, C. E. (1991). Late Tertiary and Early Pleistocene paleosols in northwestern Canada. *Arctic*, Vol. 44. pp. 1–11.
52. TEGEN, I.; LACIS, A. A. & FUNG, I. (1996). The influence of mineral aerosols from disturbed soils on climate forcing. *Nature*, Vol. 380. pp. 419–422.
53. VANDENBERGHE, J.; RENNSSEN, H.; HISSTEDEN VAN, K.; NUGTEREN, G.; KONERT, M.; LU, H.; DODONOV, A. & BUylaERT, J-P. (2006). Penetration of Atlantic westerly winds into Central and East Asia. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 25. pp. 2380–2389.
54. VIZCAÍNO, S. F.; FARINA, R. A.; ZÁRATE, M. A.; BARGO, M. S. & SCHULTZ, P. (2004). Palaeoecological implications of mid-Pliocene faunal turnover in the Pampean Region (Argentina). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 213. pp. 101–113.
55. WESTGATE, J. A.; TEMPER, B. A. & PÉWÉ; T. L. (1990). A 3 m.y. record of Pliocene-Pleistocene loess interior Alaska. *Geology*, Vol. 18. pp. 858–861.

56. WESTGATE, J. A.; PREECE, S. J. & PÉWÉ, T. L. (2003). The Dawson Cut Forest Bed in the Fairbanks area, Alaska, is about two million years old. *Quaternary Research*, Vol. 60. pp. 2–8.
57. WRIGHT, J. (2001a). Making loess-sized quartz silt: data from laboratory simulations and implications for sediment transport pathways and the formation of „desert” loess deposits associated with the Sahara. *Quaternary International*, Vol. 76/77. pp. 7–19.
58. WRIGHT, J. (2001b). „Desert” loess versus „glacial” loess: quartz silt formation, source areas and sediment pathways in the formation of loess deposits. *Geomorphology*, Vol. 36. pp. 231–256.
59. Yaalon D. H. & Dan, J. (1974). Accumulation and distribution of loess-derived deposits in the semidesert and desert fringe areas of Israel. *Zeitschrift für Geomorphologie*. N. F. Supplement. Vol. 20. pp. 91–105.
60. ZÁRATE, M. A.; KEMP, R. A. & BLASI, A. M. (2002). Identification and differentiation of Pleistocene paleosols in the northern Pampas of Buenos Aires, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 15. pp. 303–313.
61. ZDANOWICZ, C.; HALL, G.; VAIVE, J.; AMELIN, Y.; PERCIVAL, J.; GIRARD, I.; BISCAYE, P. & BORY, A. (2006). Asian dustfall in the St. Elias Mountains, Yukon, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 70. pp. 3493–3507.
62. ZHANG, D. (1982). Analysis of dust rain in the historical times of China. *Kexue Tongbao*, Vol. 27. pp. 294–297.