

PÉCSI TUDOMÁNYEGYETEM
Természettudományi Kar
Földtudományok Doktori Iskola

**Az eolikus por mennyiségének változásai a Kárpát-
medencében a pliocéntől napjainkig, a globális folyamatok
tükrében**

PhD értekezés

Varga György

Témavezető:

Dr. Kovács János
adjunktus

és

Dr. Polgári Márta
tudományos tanácsadó

2012.

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés.....	1
2. Kutatási előzmények	3
2.1. A hullóporos eredetű üledékek és a múlt porviharainak rekonstrukciója.....	3
2.1.1. Vörösmarty–löss–paleotalaj sorozatok.....	3
2.1.2. További hullóporos eredetű üledékek	8
2.2. A jelenkori porviharok.....	9
2.2.1. A porviharok, mint különleges természeti jelenségek korai leírásai	9
2.2.2. A porviharok modern megfigyelése	10
2.2.3. Szaharai eredetű porviharok	12
2.3. A porviharok jelentősége az éghajlati és környezeti folyamatokban	13
2.3.1. Besugárzási viszonyok.....	13
2.3.2. A légköri por és a szén-dioxid mennyisége	14
2.3.3. Talajképződés befolyásolása.....	15
2.3.4. A saharai por jelentősége Európa környezeti folyamataiban	16
2.4. Publikációs trendek.....	17
2.5. Elméleti megfontolások.....	18
2.5.1. Porvihar és homokvihar	18
2.5.2. A lösz fogalma	19
3. Célkitűzések	20
4. Anyag és módszer	21
4.1. A földtörténeti múlt porviharainak rekonstrukciós lehetősége hullóporos eredetű üledékek alapján	21
4.1.1. A légköri por mennyiségének változásai a Kárpát-medencében vörösmarty–löss–paleotalaj sorozatok alapján.....	21
4.1.1.1. Szemcseeloszlási vizsgálatok.....	22
4.1.2. További felhasznált hullóporos típusfeltárások és referenciagörbék adatsorai.....	25
4.2. A jelenkori porviharok elemzésének módszerei.....	26
4.2.1. A légköri por mennyiségének, tér- és időbeli eloszlásának, lehordási területének vizsgálata TOMS Aeroszol Index alapján.....	26
4.2.2. Kárpát-medence feletti saharai eredetű por azonosítása és elemzése.....	29
5. Eredmények és értelmezéseik.....	31
5.1. A Kárpát-medence vörösmarty–löss–paleotalaj sorozatának szemcseeloszlás vizsgálata.....	31
5.1.1. A szemcseeloszlási vizsgálatok eredményeinek értékelése	36
5.1.1.1. A vörösmartyagok hullóporos eredete.....	36
5.1.1.2. Az idős, vörös talajok akkréciós képződése.....	37
5.2. A szemcseeloszlási eredmények fejlődéstörténeti értelmezése	39
5.2.1. Pliocén hullóporos szedimentáció	39
5.2.2. Kora-pleisztocén löszképződés a Kárpát-medencében	41
5.2.3. A hazai és a világ pliocén–alsó-pleisztocén hullóporos eredetű üledékeinek összehasonlítása.....	45
5.3. Késő-pleisztocén porviszonyok a Kárpát-medencében	53
5.4. Észak-afrikai eredetű por a Kárpát-medence légkörében	63
5.4.1. Az észak-afrikai poros események azonosítása és gyakorisága a Kárpát-medence légkörében	64

5.4.2. A poros események szinoptikus helyzetei és a porszállítás útvonalai	67
5.4.2.1. 1-es típus	67
5.4.2.2. 2-es típus	69
5.4.2.3. 3-as típus	71
5.4.2.4. A porszállítás jellemző útvonalai	71
5.4.2.5. Az észlelt poranyag lehetséges forrásterületei	72
5.4.2.6. Az egyes porkifúvási típusok gyakoriságai	75
5.4.3. A szállított észak-afrikai por mennyiségét befolyásoló további tényezők.....	78
6. Az eredmények összefoglalása.....	80
7. A munka további irányai	85
8. Köszönetnyilvánítás	86
9. Irodalomjegyzék	88

Ábrák és táblázatok jegyzéke

1. ábra. Eolikus folyamatokhoz kutatásához kapcsolódó tudományos publikációk számának alakulása 1850-től 2005-ig (Forrás: Stout, J.E. et al. 2009).	17
2. ábra. A dolgozatban tárgyalásra kerülő feltárások és fúrások. (1 – Dunaalmás; 2 – Süttő; 3 – Basaharc; 4 – Tápiószőlő; 5 – Mende; 6 – Albertirsa; 7 – Dunaújváros; 8 – Ságvár; 9 – Paks; 10 – Kakasd; 11 – Hidas; 12 – Üveghuta; 13 – Dunaszekcső; 14 – Pécs (Postavölgy); 15 – Zók; 16 – Hegyszentmárton; 17 – Beremend; 18 – Bodrogkeresztúr; 19 – Csorgókút I.; 20 – Csorgókút II.; 21 – Tokaj (Patkó-bánya); 22 – Tokaj (Kereszt-hegy); 23 – Látókép; 24 – Debrecen (Alföldi téglagyár); 25 – Lakitelek; 26 – Szeged-Öthalom; 27 – Madaras; 28 – Katymár; 29 – Zmajevac; 30 – Erdut; 31 – Crvenka; 32 – Susek; 33 – Irig; 34 – Ruma; 35 – Mošorin; 36 – Titel; 37 – Starí Slankamen; 38 – Surduk; 39 – Batajnica).	22
3. ábra. A bimodális szemcseeloszlási görbék matemaikai felbontását végző MATLAB algoritmus grafikus felhasználói felülete.	23
4. ábra. Jellemző típusos (a) lösz- és (b) vörösgyag-minta mért szemcseeloszlása és felbontása üledékpopulációkra paraméteres függvényillesztéssel.	24
5. ábra. A légköri porterhelés időbeli változását elemző MATLAB algoritmus grafikus felhasználói felülete.	28
6. ábra. A NASA TOMS Aeroszol Indexének napi adatsoraiból és meteorológiai adatokból felépülő adatbázis és térképsorozatok sematikus bemutatása.	29
7. ábra. A meteorológiai, aeroszol és légtömeg-mozgási adatok egységes keretbe sorolásának bemutatása 2005. április 11–12-ei adatok alapján.	30
8. ábra. Hullóporos eredetű üledékek jellemző szemcseeloszlás-görbéi	31
9. ábra. A porviharok során szállításra kerülő poranyag elkülönülése a szemcseméret alapján (Pye, K. 1995 alapján, módosítva)	32
10. ábra. Az eltérő megközelítésű End-Member Modeling Algoritmus és a paraméteres függvényillesztés módszerének sematikus összehasonlítása.	35
11. ábra. A Kárpát-medence hullóporos eredetű üledékeinek jellemző szemcseeloszlási görbéi és azok matematikai felbontása paraméteres függvényillesztéssel.	36
12. ábra. A vörös paleotalajok (VT – szaggatott vonal) és a feküjüket képező löszök (L – folytonos vonal) szétválasztott üledékpopulációi móduszainak összehasonlítása (a) fiatal és (b) idős képződmények esetében.	38
13. ábra. (a) Rálátás a Szársomlyó déli előterében fekvő beremendi Szőlőhegy kőfejtőjére 2009-ben; (b) löszök és vöröstalajok sorozata a bányaudvar északi falában (fotó: Kovács I.P.); (c) a még el nem bontott vörösgyagtorony 2004-ben.	42
14. ábra. A löszből kikerült nagyméretű mészkonkréciók (30–40 cm).	43
15. ábra. Mészfelhalmozódási szintekkel elválasztott vörös paleotalajok.	43
16. ábra. A magyarországi vörösgyag–lösz–paleotalaj sorozatának elvi rétegoszlopa és az idős löszprofilok jellemző tulajdonságai.	45
17. ábra. A világ legidősebb löszfeltárásainak sematikus térképe (Pécsi, M. 1990 és Muhs, D.R. – Bettis, E.A. 2003 alapján, módosítva)	46
18. ábra. A plio–pleisztocén löszsorozatok korrelációja.	50
19. ábra. (a) A porfluxus alakulása a Csendes-óceán északi medencéjében (adatok forrása: Rea, D.K. et al. 1998); (b) Az eolikus szedimentáció sematikus modellje a Kárpát-	

medencében (szaggatott vonal: feltételezett; folytonos vonal: hullóporos eredetű üledékek alapján rekonstruált).....	51
20. <i>ábra.</i> Kínai löszsorozatok spektrális elemzése és lehetséges korrelációja mélytengeri üledékek $\delta^{18}\text{O}$ adatsorával és a hazai hullóporos rétegsorokkal (adatok forrása: Ding, Z.L. et al. 1999; Lisiecki, L. – Raymo, M.E. 2005).....	52
21. <i>ábra.</i> Hazai lösz–paleotalaj sorozatok korrelációs lehetősége mélytengeri üledékek, antarktisi jégmagok paleohőmérsékleti és pormennyiség göbéivel, kínai löszök átlagos szemcseméretével és csendes-óceáni mélytengeri üledékekkel. (Adatok forrása: Pécsi, M. – Schweitzer, F. 1995; Gábris, Gy. 2007; Lisiecki, L. – Raymo, M.E. 2005; EPICA community members 2004; Sun, Y. et al. 2006; Rea, D.K. et al. 1998).....	54
22. <i>ábra.</i> A szedimentációs sebesség értékei a szemcseméret függvényében.....	57
23. <i>ábra.</i> A felső-pleisztocén löszök üledékpulációkra bontott összetett szemcseeloszlás görbéje és jellemző tulajdonságai.....	59
24. <i>ábra.</i> A késő-pleisztocén porkoncentráció és a látótávolság összefüggései.....	62
25. <i>ábra.</i> Az 1979–2009. időszak adatszolgáltatási és mérési hibáktól mentes 23 teljes évnek napi TOMS Aeroszol Indexeiből szerkesztett, a légkör globális porterhelését bemutató átlagtérkép.....	64
26. <i>ábra.</i> A Kárpát-medence légterébe eljutó észak-afrikai porkitörések éves száma.....	65
27. <i>ábra.</i> A Kárpát-medence légkörében észlelt észak-afrikai eredetű por mennyiségének szezonális eloszlása (1979–2009. közti időszak átlagos értékei).....	66
28. <i>ábra.</i> Észak-Afrika légkörének havi átlagos aeroszol-terheltsége (1979–2009. közti időszak átlagos értékei).....	66
29. <i>ábra.</i> Az 1a altípus 60 eseményének és az 1b altípus 21 eseményének átlagos AT térképei és szélvektorai.....	68
30. <i>ábra.</i> A 2a altípus 31 eseményének és a 2b altípus 2 eseményének átlagos AT térképei és szélvektorai.....	70
31. <i>ábra.</i> A 3-as típus 10 eseményének átlagos AT térképei és szélvektorai.....	71
32. <i>ábra.</i> A Kárpát-medence területét elérő szaharai porkitörések jellemző trajektóriái.....	72
33. <i>ábra.</i> A legjelentősebb észak-afrikai porkifúvási régiók (a) átlagos aeroszoltérképe és a jellemző porszállítási útvonalak; (b) magassági viszonyai (forrás: www.maps-for-free.com – Hans Braxmeier); (c) műholdfelvétele [Nasa Earth Observatory (www.earthobservatory.nasa.gov) – Blue Marble Next Generation]. (Számozás magyarázatát lásd a szövegben.).....	73
34. <i>ábra.</i> A legfőbb észak-afrikai forrásterületek TOMS Aeroszol Indexének időbeli változásai.....	75
35. <i>ábra.</i> A különböző porkifúvási típusok gyakoriságai a vizsgált időszakban.....	76
36. <i>ábra.</i> Az egyes típusok évenkénti eloszlása.....	77
37. <i>ábra.</i> Az egyes típusok havi eloszlása.....	77
38. <i>ábra.</i> Az észlelt poros események évenkénti eloszlása és a nagyskálájú légköri oszcillációs jelenségek változásai 1979–2009.....	79
1. <i>táblázat.</i> A porviharok kialakulását, méretét és gyakoriságát befolyásoló legfontosabb tényezők (Szerkesztette: Varga Gy. 2010).....	11
2. <i>táblázat.</i> A számításokhoz kiválasztott NASA TOMS Aeroszol Index adatmátrixok (forrás: http://jwocky.gsfc.nasa.gov/aerosols/aerosols_v8.html).....	27

<i>3/a. táblázat.</i> A Kárpát-medence területéről gyűjtött hullóporos eredetű üledékek finomszemcsés üledékpopulációjának legfőbb statisztikai mérőszámai.....	37
<i>3/b. táblázat.</i> A Kárpát-medence területéről gyűjtött hullóporos eredetű üledékek durvaszemcsés üledékpopulációjának legfőbb statisztikai mérőszámai.....	37
<i>4. táblázat.</i> A nemzetközi rétegtani és a klasszikus hazai biosztratigráfiai korbeosztás összehasonlítása (International Commission on Stratigraphy 2010 – http://www.stratigraphy.org ; Kretzoi, M. 1969, 1983 alapján).....	39
<i>5. táblázat.</i> OIS-2 átlagos szedimentációs ráta, porfluxus és koncentráció értékek a Kárpát-medencében (a teljes poranyag felhalmozódási adatainak forrása: Újvári, G. et al. 2010).....	60

1. Bevezetés

Földünk arid-szemiarid területeiről a globális légköri rendszerhez kapcsolódó szelek évente több milliárd tonna ásványi port emelnek fel és szállítanak el, akár hatalmas távolságokra is (Tegen, I. et al. 1996; Ginoux, P.M. et al. 2001; Maher, B.A. 2010), így a napjainkban jelentős lehordási területnek nem számító Kárpát-medencébe is. A hosszabb-rövidebb légköri tartózkodás után kiüledő (kihulló, kimosódó) poranyag szárazföldeken, tengerekben, tavakban és jégtakarókon rakódik le, halmozódik fel vagy időszakos megkötődést követően reszuspendálódik (Zender, C.S. 2003). A porviharok gyakorisága és a szállított finomszemcsés törmelék mennyisége (illetve minősége – pl. szemcseméret) érzékenyen reagál a klimatikus folyamatok által módosított környezeti tényezők megváltozására, ennek következtében a földtörténeti múlt egyes, szárazabb időszakaiban a légköri por mennyisége a mainak akár 15–20-szorosa is lehetett (Kohfeld, K.E. – Harrison, S.P. 2001, 2003). A nagy területeket fedő hullóporos eredetű üledékek nagyszerűen archiválták mindezen változásokat több millió évre visszamenően is, és globális, regionális, valamint lokális léptékű hatótényezők elkülönítését tették lehetővé. A pliocén és pleisztocén éghajlat- és környezetváltozások rekonstrukciójában a vörösiszap-löss-paleotalaj sorozatok vizsgálatai kétségkívül döntő jelentőségűek.

A szél által légkörbe juttatott ásványi porszemcsék az éghajlati és környezeti kölcsönhatásokban is jelentős szerepet játszanak, közvetlen és közvetett módon is befolyásolják a folyamatokat. A Naptól érkező rövidhullámú sugárzás elnyelése, szórása és visszaverése vagy az albedó módosítása révén a poranyag közvetlenül hat a bolygónk energiaháztartására, míg a felhőképződésben, mint kondenzációs mag, közvetetten, visszacsatolási mechanizmusokon keresztül is befolyásolja azt. Hatással van a talajképződésre, a légszennyezésre, káros és veszélyes gombák, baktériumok, vírusok, radionuklidok terjedésére, közlekedésre stb.

A kérdéskör bonyolultságát mutatja, hogy vizsgálatok során számos tudományterület eredményeinek felhasználására van szükségünk, hogy a folyamatokat rendszerként elemezhessük (pl. a kőzetliszt-méretű szemcsék kialakulásának földtani folyamatai; a porviharokat eredményező szinoptikus meteorológiai viszonyok és légtömegek mozgáspályáinak, trajektóriáinak elemzése; az ásványi por biogeokémiai ciklusokban betöltött szerepe; éghajlatmódosító folyamatok kölcsönhatásai; antropogén hatások stb.). Mindezen elemzéseket megnehezítik azok a tér- és időbeli keretek, melyeket figyelembe kell vennünk munkánk során; a néhány mikron átmérőjű ásványi szemcséktől a több tízezer kilométer távolságokra eljutó légtömegekig ($\sim 10^{-6}$ – 10^7 m); a néhány órás, napos porviharos eseményektől indulva a földtör-

téneti múltban évmillió ciklusokig ($\sim 10^3$ – 10^6 év), kiegészítve ezt még a jövőre vonatkozó modellekkel. A számos nagyságrendet átölelő dimenziók az egységként történő kezelésének és elemzésének az igénye teszi ezt a kérdéskört a mai modern földrajztudomány egyik legérdekesebb és legizgalmasabb problematikájává.

Az értekezésben a Kárpát-medence területének jelentős hányadát fedő plio–pleisztocén vörösiszap–löss–paleotalaj sorozatok és a légköri por mennyisége közti összefüggéseket, valamint a jelenkori porhullásos eseményeket tárgyalom. A hullóporos eredetű rétegsorok más területek hasonló eredetű képződményeivel történő korreláció lehetőségének vizsgálatával nem csak a kormeghatározás, hanem a globálisan ható tényezők és összefüggések elkülöníthetősége szempontjából is fontos információkat szerezhetünk. Emiatt szerepel a dolgozatban Földünk legfontosabb olyan térségeinek elemzése is, ahol a porviharok és a hullóporos szedimentáció domináns szerepet töltenek a pliocén és a pleisztocén korok során vagy töltenek be ma is.

A Kárpát-medence hullóporos eredetű üledékei poranyagának származási kérdése révén a jelenkori folyamatokból kiindulva elemzem a távoli térségekből származó légköri por hazai légkörben történő megjelenésének gyakoriságát és az azokat szabályozó folyamatokat.

A munka során az átmenetileg vagy állandóan száraz területekről szél által felemelt ásványi port vizsgálom, az ipari vagy egyéb antropogén, valamint vulkáni eredetű aeroszol szemcsék nem képezik a részét az elemzéseknek.

2. Kutatási előzmények

A témakörhöz kapcsolódó kutatási előzmények a bevezetőben említett okokból kifolyólag meglehetősen sokrétűek. Az epizodikus porviharos események meteorológiai leírásától kiindulva, a hullóporos eredetű üledékek ösföldrajzi jelentőségét felismerő és azok újabb szempontú szedimentológiai elemzéseit taglaló publikációkon át, az éghajlati modellek parciális differenciálegyenlet-rendszerei számára input adatot szolgáltató globális adatbázisokig mind jelentős előzményként tekinthetők.

2.1. A hullóporos eredetű üledékek és a múlt porviharainak rekonstrukciója

2.1.1. Vörösagyag–löss-paleotalaj sorozatok

Kínában már évszázadokkal korábbi időkből ismerünk feljegyzéseket arról, hogy a hatalmas porviharok (*huang-fung*) anyagából képződik a lösz (*huang-tu*, sárgaföld). A kelet- és belső-ázsiai területek sajátos viszonyai tették lehetővé ennek a folyamatnak a megfigyelését, így az európai és amerikai kutatók csak jelentős késéssel érthették meg a löszképződés mechanizmusát, illetve az ebből következő tulajdonságok kialakulásának módját. Ezek a korabeli feljegyzések azonban nem tekinthetők tudományos leírásoknak (Zhang, D. 1982).

A löszkutatások kezdetét 1823-ra tehetjük, amikor is Leonhard, K.C. von (1823) először írt a Neckar partján található, a környékbeli által csak „Lose”-nak (lazának) nevezett üledékről (Smalley, I. J. et al. 2001). Lyell, C. (1833) a *The Principles of Geology* harmadik részében tesz részletesebben említést a löszökről, így a nagyközönség szerte a világon megismerte ezt a közetet. Ferdinand von Richthofen bárót tartják az eolikus löszképződési elmélet atyjának, azonban kutatásai kezdetén tengeri-tavi eredetű üledéknek tartotta a löszöt, kínai utazásai alkalmával írt csak először arról, hogy a lösz hullóporból képződik (Richthofen, F. von 1882). A lösz klímaindikátor szerepét Hardcastle, J (1890) ismerte fel elsőként, aki az új-zélandi löszök poranyagáról állapította meg, hogy azokat a „nagy jég-malom” őrlte apróra, így egyértelmű kapcsolatot feltételez az eljegesedések és a löszképződés között.

A szárazföldre mintegy 10%-át fedik löszök és lösszerű üledékek (Pécsi, M. 1968). Jelentős löszterületeket találunk Nyugat- és Közép-Európában az alpi és a fennoskandináv pleisztocénben eljegesedett területek közti korridorban (Grahmann, R. 1932; Fink, J. et al. 1977) és a Kárpát-medencében (pl. Scherf E. 1936; Bulla B. 1933, 1938; Kriván P. 1955).

Ezeket keleti irányban a nagyvastagságú ukrán (Ivanova, I.K. – Velichko, A.A. 1968; Gerasimov, I.P. 1973; Zolotun, V.P. 1974; Veklich, M.F. 1979; Veklich, M.F. – Sirenko, N.A. 1984), belső-ázsiai (Mavlyanov, G.A. et al. 1966; Lukashev, K.I. et al. 1968; Dodonov, A.E. 1979, 1984; Lazarenko, A.A. 1984), kínai (Barbour, G.B. 1927; Liu, T.S. – Chang, T. 1964; Derbyshire, E. 1978, 1983; Liu, T.S. et al. 1985) és szibériai (Péwé, T.L. et al. 1977; Volkov, I.A. – Zykina, V.S. 1984) löszök követik. Észak-Amerikában kiterjedt lösszel fedett területek találhatók a Mississippi és mellékfolyói völgyeiben (Frye, J.C. – Fent, O.S. 1947; Thorp, J. 1950; Lugin, A.L. 1962; Ruhe, R.V. 1976), Washington és Oregon államokban (Treasher, R.C. 1925; Thiesen, A.A. – Knox, E.G. 1959), valamint Alaszkában a Yukon és a Tanana folyó völgyében (Tuck, R. 1938, 1940; Péwé, T.L. 1951, 1955). Dél-Amerikában a Pampákról ismeretesek nagy területeket fedő löszök (Teruggi, L.B. 1957). Mindezen klasszikusnak nevezhető területeken kívül számos további régióból írtak le szerzők löszöket, így Új-Zélandról (Young, D.G. 1967; Smalley, I.J. – Davin, J.E. 1980), Izraelből (Ginzbourg, D. – Yaalon, D.H. 1963; Yaalon, D.H. – Dan, J. 1967), Tunéziából (Rathjens, C. 1928; Coudé-Gaussen, G. 1983), Grönlandról (Hobbs, W.H. 1931) és a Spitzbergáról (Bryant, I.D. 1982) is. Megfigyelhető, hogy jelentősen eltérő éghajlatú és földrajzi környezetű térségekről van szó: egykor (vagy éppen most is) periglaciális klímájú területekről és folyamatosan meleg éghajlattal rendelkező régiókról. A két típus közötti legfontosabb hasonlóság, hogy mindkét vidéken jelentős mennyiségű porfelhalmozódással számolhatunk a löszök képződésének idejére.

A glaciálisok során a felhalmozódó szárazföldi jégtakaró őrlő és a fagyváltozékonyság kőzetaprózó hatására nagy mennyiségben képződtek a szél által könnyen szállítható, kőzetliszt méretű ásványi szemcsék. A selfek szárazra kerülése következtében fokozódó kontinentalitás és a nagy anticiklonális központok kialakulása miatt az uralkodó szelek ereje, munkavégző képessége megnőtt. A gyérülő növényzet pormegkötő hatását kevésbé tudta kifejteni, így hatalmas mennyiségű ásványi por került a levegőbe. A száraz-hideg periódusokban a talajosodási és mállási folyamatok nem tudtak lépést tartani a fokozódó intenzitású porhullással, és a felhalmozódó poranyagból arra alkalmas környezeti viszonyok mellett, törmelékes üledékes kőzet, lösz képződött. Az interglaciális és interstadiális periódusokban a melegebb és nedvesebb klíma a talajképződésnek kedvezett. Az ekkor kialakult talajok a későbbi löszképző időszakok során eltemetődtek, és mint paleotalajok jelzik számunkra a felmelegedési ciklusok hatásait. A pleisztocén glaciális-interglaciális váltakozások és a lösz-paleotalaj sorozatok közti párhuzamosíthatóság felismerése tette lehetővé, hogy a negyedidő-

szaki paleoklimatológiai rekonstrukciók alappillérvé válhassanak ezek az üledékek szerte a Földön.

A Kárpát-medence hullóporos eredetű üledékeinek ösföldrajzi elemzése világviszonylatban is az elsők között kezdődött meg, és hamar felhívta a nemzetközi szakmai közösség figyelmét a Közép-Duna-medence lőszeinek rétegtani jelentőségére (Hahn Gy. 1969). A paksi (Scherf, E. 1936; Bulla B. 1938; Ádám L. et al. 1954; Kriván P. 1955; Pécsi M. – Pevzner, M.A. 1974), a dunaföldvári (Pécsi, M. – Szabó, E. 1971; Pécsi M. et al. 1979), a basaharci (Pécsi M. 1965a), a mendei (Pécsi M. 1965b), titeli (Cholnoky J. 1907), zalánkeményi (Markovic-Marjanovic, J. 1968; Bronger, A. 1974, 1978), rumai (Markovic-Marjanovic, J. 1968) ma is típusfeltárásoknak tartott rétegsorok feldolgozásának korai eredményei rámutattak a lösz–paleotalaj sorozat és az éghajlat változásának összefüggéseire (pl. Pécsi M. et al. 1977). Majd löszsorozatok távoli térségek hasonló üledékeivel történő korrelálása is kezdetét vette (pl. Pécsi, M. 1977; Bronger, A. 2003). A kialakított magyarországi paleotalaj-nevezéktan (MF: Mende Felső; BD: Basaharc Dupla; PD: Paks Dupla stb.) jól ismert mind hazai, mind nemzetközi viszonylatban. Azonban a párhuzamosítási törekvések során egyre többször merül fel az igénye a nemzetközileg is egységes nomenklatúrának, melyet jól példáz a vajdasági löszsorozatok (Marković, S.B. et al. 2004, 2005, 2006, 2009) rétegeinek kínai mintára (Liu, T.S. et al. 1985) történt elnevezése is.

A legvastagabb és legnagyobb kiterjedésű lösszel fedett térségek (pl. Kína, Belső-Ázsia, Kárpát-medence) esetében megállapítható, hogy a fekü képződmény általában vörösgyag, melynek képződési körülményeiről már Lóczy, L. (1890) felvetette, hogy hasonlóan a löszhöz, hullóporból alakult ki.

„Nézetem szerint az aeolikus porhullások ép úgy mint a löszképző mérsékelt égöv száraz talajain, a tropusok 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 korhadó növényi anyagok oxydáló és reducáló hatása complicált elmállás alá veszi a lehullott poralakú kőzeteket. Az aeolikus módon felhalmozódó anyag ily módon teljesen elveszti eredeti minőségét és vastartalmú lateritté alakul át.

Ennélfogva én a lateritot a lösszel azonos eredetűnek tartom, míg azonban a száraz vidékek a löszben változatlanul megőrzik a lehullott por alkotó részeit, a trópusi nedves tájak rohamos elmállással átalakítják a talaj aeolikusán növekedő új rétegét.”

A hullóporos eredetű vörösayagok kérdése a későbbiekben, Sümeghy J. (1944) az *A Tiszántúl* című művében is megjelenik (Sümeghy J. 1944 p. 47–48.):

„Önállóan és magában képződött, sajátos egyedi tulajdonságokkal rendelkező kőzet a vörösayag és más kőzettel össze nem téveszthető.

A vörösayag hullóporból keletkezett. De nem átalakult lösz, hanem a lösszel egyidőben, csak nedvesebb, erősebb, erdőövben leülepedett hullópor. Amíg a szárazabb éghajlatú, alacsonyabb területeken a hullóporból lösz, addig az esőjárta, erdős területeken vörös agyag állott össze. A származáshelyi, meg az éghajlati különbség a közös detrituszban: a hullóporban két irányú fejlődést indított meg, ami végeredményben a kétféle kőzet: vörösayag és lösz kialakulására vezetett.”

A meleg-nedves klímájú pliocénben (és részben a kora-pleisztocénben) képződött vörösayagok származási körülményeinek vizsgálatai rámutattak arra, hogy nagymennyiségű szél által szállított finomszemcsés törmelék kialakulása nem csak a jégkorszakokhoz köthető. Ezek a korai vélemények az utóbbi évek kutatásai során megerősítésre találtak és a hullóporos eredet egyértelműen bebizonyosodott (pl. Ding, Z.L. et al. 1998; Lu, H. et al. 2001; Kovács J. 2008; Kovács J. et al. 2008, 2011). Így a késő-neogén környezetrekonstrukciós vizsgálatok során számos térségben a lösszel szerves egységet alkotó kőzetként, a hullóporos rendszer tagjaként tekintettek a vörösayagra.

A vörösayagok képződése után az éghajlat Földünk számos térségében szárazabbra fordult, így a már nedvesebb klímán is meglévő porhullások intenzitása megnőtt, lehetőséget teremtve a legidősebb löszök kialakulásához, felvetve ezzel a „meleg löszök” problematikáját. Obrucsev, V.A. (1945; 1951) volt az, aki először különböztette meg egymástól a „meleg” és „hideg” löszöt. Véleménye szerint nem csupán a jéghez köthető a kőzetliszt méretű szemcsék kialakulása, hanem a sivatagi, félsivatagi területeken is képződik sivatagperemi löszképződéshez elégséges mennyiségű finom szemcse (Obrucsev, V.A. 1951 p. 114–115):

„A por, melyet a szelek kiszállítanak a sivatagból, lassanként felhalmozódik és vékonyabb-vastagabb sajátságos lerakódást képez, melyet zseltozjom-nak, sárgaföldnek vagy lösznek nevezünk. (...) A lösz jellemző sajátságának — t. i. televényföldtartalma igen csekély — az a magyarázata, hogy a sztyeppék éghajlata, ahol a por lerakódik, száraz. A sztyeppé elhalt

növényzetének részei nem kerülnek bele a talajba, hanem fokozatosan elporladnak, majd maradványait elhurcolja a szél...”

Ezt a „sivatagi-lösz” elméletet számos kutató támadta és támadja ma is. Berg, L.Sz. (1953) az „in situ” löszképződési elmélet kidolgozója –, aki szerint a lösz helyben képződik a mésztartalmú kőzetekből, talajosodási és mállási folyamatok által – *Éghajlat és élet* című könyvében több oldalon keresztül érveket sorolt fel Obrucsev elmélete ellen. Azt azonban ő sem tagadta, hogy Belső-Ázsia területein hatalmas mennyiségben rakódik le por a porviharok által.

Számos vita szól a „sivatagi” vagy „meleg” löszök képződéséről (Tsoar, H. – Pye, K. 1987). Smalley, I.J. (1995) és Assalay, A.M. et al. (1998) szerint a sivatagokban nem képződhet megfelelő mennyiségű kőzetliszt-méretű szemcse és a sivatagok környékén megfigyelt löszterületek (pl.: Líbia) poranyaga a sivatagból származik ugyan, de nem ott képződött, hanem hegységi területeken és később az időszakos vízfolyások szállították a sivatagokba. 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. A száraz térségekből évente kifúj milliárd tonna nagyságrendű por is alátámasztja ezeknek a vizsgálatoknak az eredményeit.

A száraz térségekben zajló további kutatások során egyre több területről érkeztek újabb adatok és beszámolók löszképződésre vonatkozóan: Afganisztán (Pias, J. 1971), Bahrein (Doornkamp, J.C. et al. 1980), Namíbia (Blümel, W.D. 1982), Pakisztán (Rendell, H.M. 1989), Nigéria (McTainsh, G. 1987), Irán (Lateef, A.S.A. 1988), Szíria (Rösner, U. 1989), Jemen (Nettleton, W.D. – Chadwick, O.A. 1996) vagy Arab Emirátusok (Goudie, A.S. et al. 2001).

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 ösföldrajzi környezet kiváló indikátoraként.

2.1.2. További hullóporos eredetű üledékek

A porfelhalmozódás nem csupán szárazföldeken történik. Egyes térségekben az óceánok és mélytengerek üledékeinek jelentős hányadát teszik ki a légköri porból képződött szedimentek (Rex, R.W. – Goldberg, E.D. 1958). A rétegsorok vizsgálat az 1960-as évektől kezdődően bizonyította, hogy a felhalmozódás sebessége és a leülepedő törmelékes anyag szemcsemérete egyértelmű kapcsolatban áll az éghajlat változásaival (pl. Delany, A.C. et al. 1967; Parkin, D.W. – Shackleton, N.J. 1973; Wehausen, R. – Brumsack, H.J. 1998). A mélytengeri sorozatok révén akár a pliocénig visszamenően teljes adatsorokat nyerhetünk, információkat szerezve így a lehordási terület szárazsági periódusairól (pl. Rea, D.K. 1994).

Hasonlóan a mélytengeri üledékekhez a jéggel hosszú ideje fedett területek vizsgálati is folytonos adatsorokat szolgáltatnak a légköri por mennyiségére vonatkozóan. Az antraktiszi és a grönlandi jégfuratokban felismert teresztrikus eredetű ásványi anyagok mennyisége ugyancsak az éghajlat függvényében változik (Mosley-Thompson, E. – Thompson, L.G. 1982). Az antarktiszi jégfuratok adatai alapján az elmúlt csaknem 800 ezer év légköri por-mennyiségéről szerezhetünk adatokat (EPICA Community Members 2004). A magasabb akkumulációs-ráta miatt a grönlandi jégmagok stabilizotóp-elemzései nagyobb felbontású adatsorokat eredményeznek, mint az antarktiszi minták. Az utolsó glaciális klímaviszonyainak feltárására mélyített GRIP, GISP-2 és NGRIP fúrások jégmagjaiból az éghajlat gyors, nagy amplitúdójú kilengéseit sikerült kimutatni, melyeket Dansgaard-Oeschger (D-O) eseményeknek (Taylor, K.C. et al. 1993; Dansgaard, W. et al. 1993), míg a holocén hasonló, kisebb klímamódosulásait Bond-ciklusoknak (Bond, G. et al. 1997) nevezzük.

A hullóporos eredetű üledékek közül teljes bizonyossággal eddig a maar-tavak eolikus üledékeiből és a tengeri rétegsorokból sikerült kimutatni az évezredes, vagy annál rövidebb klímafluktuációkat. A koreai Csedzsú-sziget maar-szedimentjei és a Japán-tenger üledékei az ázsiai kontinens arid területeiről származó porhullások lerakódásai. A szemcseeloszlás-adatok, illetve faktoranalízis segítségével meghatározott szedimentációs rátából következtetett porfluxus értékek alapján a légköri dinamika és a porhullások millenáris léptékű változásait sikerült azonosítani (Nagashima, K. et al. 2007; Lim, J. – Matsumoto, E. 2008).

A löszsorozatokban felismert rövid periódusú változások (pl. Porter, S.C. 2001; Rousseau, D.D. et al. 2002) egyértelmű megfeleltetése D-O eseményekkel az alacsonyabb időbeli felbontás, illetve az elégtelen koradatok miatt egyelőre vitatható.

A lösz, a jégmagok pormintái vagy a szárazföldről távol eső mélytengeri régiók eolikus eredetű üledékei esetében a porviharok üledékképző szerepe vitathatatlan. Mindezen felül azonban egyre több kőzet és talaj esetében bizonyosodik be, hogy kialakulásában a hullópor is jelentős szerepet játszott. Például a késő-paleozoos Pangeán a szélsőségesen kontinentális viszonyok, a nagy határfokú aprózódás és a megamonoszunális klíma (Kutzbach, J.E. – Gallimore, R.G. 1989) hatására megerősödő szelek következtében az intramontán medencékben több mint 1000 méter vastagságban halmozódott fel a porból lösz, melyet ma erősen diagenizált formában, löszitként ismerünk (Johnson, S.Y. 1989). Különösen érdekes lehet ez számunkra, hiszen Magyarországon a nagy aktivitású radioaktív hulladék elhelyezése céljából vizsgált Bodai Aleurolit Formáció képződményei nagyfokú kőzet- és rétegtani hasonlóságot mutatnak ezekkel a képződményekkel.

További szakirodalmi adatok ismeretesebb mészkövek karsztos hasadékaiban kialakult bauxitok (pl. Brimhall, G.H. et al. 1988; Merino, E. – Banerjee, A. 2008; Hong, H. et al. 2009) és talajok (pl. Yaalon, D.H. – Ganor, E. 1973; Muhs, D.R. et al. 1990; Herwitz, S.R. et al. 1996; Delgado, R. et al. 2003) alapanyagának sivatagi területek felől érkező porkifúvásokkal való kapcsolatára.

2.2. A jelenkori porviharok

2.2.1. A porviharok mint különleges természeti jelenségek korai leírásai

Az emberiség írott történelme során számos feljegyzés született pusztító por- és homokviharokról, porhullásokról, a légköri por által vörösre színezett esőről és hóról. A rendszeres műszeres méréseket megelőző megfigyelések csupán, mint különleges természeti jelenségek írták le a porviharokat, messzemenő következtetéseket nem vonhatunk le belőlük.

Az első, tudományos szempontból releváns megfigyeléseket Wendelin, G. (1646) és Wendelin, G. et al. (1647) végezték, akik a Brüsszelben észlelt vöröses színű esőt, és a begyűjtött csapadékmintákat laboratóriumban elemezték. Azonban a valószínűsíthető szaharai eredet nem jelenik meg a cikkekben. Egy évszázaddal később Dobson, M. (1781) volt az, aki először nevezte meg a Szaharát, mint távoli forrásterületet, mikor a Zöld-foki-szigetek közelében hajózva észlelt lecsökkenő látótávolságot a harmattán által Afrika nyugati területéről odafújó légköri porral magyarázta. Ugyancsak Afrika nyugati partjainál figyelt fel az érdekes jelenségre Charles Darwin is, aki a Beagle fedélzetén többször gyűjtött mintát a porhullások

termékéből, megfigyeléseit és elemzéseit a „*The Darwin Correspondence Project*” adatbázisában fellelhetők közül 15 levelében és egy tanulmányában (Darwin, C. 1846) írta le.

A környezeti változások időről-időre újabb térségekben eredményeztek száraz periódusokat, így például 1898–1899 között Belső-Ázsiában kialakuló porviharok kerültek az orosz kutatók figyelmének középpontjába (pl. Nikolaev, S. 1898; Safonov, P.A. 1898; Sanin, N. 1898). Az 1901–1903 közti afrikai szárazságok és a megerősödő szelek hatására gyakoribbakká váló európai (egészen a Brit-szigetekig és Skandináviáig) porkiüledés-észlelések, az úgynevezett „Sirokkó porviharos években” számos publikációt eredményeztek (pl. Barač, M. 1901; Hellmann, J.G.G. 1901, 1903; Mill, H.R. 1902, 1903; Mill, H.R. – Lempfert, R.G.K. 1904).

A magyar kutatók közül Lóczy Lajos és Cholnoky Jenő nevét kell elsőként megemlítenünk, akik elsősorban Ázsiában tett utazásaik és tapasztalataik alapján figyeltek fel a hazánk szempontjából is érdekes légkörből kiüledő por földrajzi jelentőségére (Lóczy L. 1886, 1890, 1913; Cholnoky J. é.n.). A helyi eredetű porkifúvások hatásain túl, a nagy távolságokról származó – főként szaharai – poranyag mennyiségét, gyakoriságát és talajtani hatásait Treitz P. (1913; 1921) vizsgálta elsőként Magyarországon (Treitz P. 1913 p. 85):

„Az 1911. év május hónap 29-től június hó 2-ig nagy porfelhő vonult át hazánk keleti felén. A porfelhő anyagának vizsgálata azt mutatta, hogy ezen porfelhő is azon évente ismétlődő portartalmú légáramok egyike, melyek délről a sivatagos területekről kiindulva végigvonnak az északi mérsékelt öv felett. E légáramlatok portartalmának egy része majd itt, majd ott, a helyi meteorológiai állapot szerint vagy esővel, vagy hóval, vagy szárazon jut le a föld felszínére. (...) A porhullásra vonatkozó feljegyzések tanulmányozásából kitűnt, hogy minden évben van porhullás.”

Treitz P. (1913) véleménye szerint a Kárpát-medence talajainak holocén fejlődésében a porhullások döntő szerepet játszottak mind az alföldi, mint a hegységi térségekben.

2.2.2. A porviharok modern megfigyelése

Korábbi években a fő lehordási területnek tekintett sivatagi-félsivatagi térségek gyér mérőhálózata miatt nem rendelkezünk megfelelő mennyiségű meteorológiai adattal. Ez mára már megváltozott, így a közvetlen felszíni és légköri mérések adatsorai, valamint a globális távér-

zékelési módszerekkel gyűjtött adatok alapján a porviharok kialakulását, méretét és gyakoriságát, ezáltal a légkörbe kerülő por mennyiségét, és a mindezeket szabályozó éghajlati, meteorológiai, geomorfológiai, föld- és talajtani, illetve antropogén folyamatokat viszonylag jól ismerjük (1. táblázat). Azonban ezek a hatótényezők már viszonylag rövid intervallumot vizsgálva sem tekinthetők állandónak; különböző időléptékű ciklicitást, változást mutatnak. Általánosságban azt mondhatjuk, hogy a globális ásványi por emisszió 1–3 milliárd tonna évente (Tegen, I. et al. 1996; Mahowald, N. et al. 1999; Ginoux, P.M. et al. 2001, 2004).

1. táblázat.

A porviharok kialakulását, méretét és gyakoriságát befolyásoló legfontosabb tényezők (Varga Gy. 2010).

	Éghajlat, meteorológia	Föld- és talajtan	Geomorfológia	Egyéb
Poranyag kialakulása	<ul style="list-style-type: none"> • ariditás • hőmérséklet értéke és eloszlása • csapadék mennyisége, eloszlása és intenzitása • evapotranszspiráció 	<ul style="list-style-type: none"> • aprózódás, mállás • szemcseméret • ásványos összetétel • sűrűség • talajtípus • talajnedvesség • mésztartalom • szervesanyag-tartalom 	<ul style="list-style-type: none"> • reliefenergia • lejtős tömegmozgások • kitettség • vízhálózat 	<ul style="list-style-type: none"> • földhasználat
Poranyag szállítása	<ul style="list-style-type: none"> • légmozgások • szélesebbesség • szélirány • vertikális légmozgások • csapadékviszonyok (nedves ülepedés) 	<ul style="list-style-type: none"> • kergek 	<ul style="list-style-type: none"> • felszín érdessége • szélcsatornák • orografikus akadályok 	<ul style="list-style-type: none"> • vegetáció típusa • felszínborítottság

A műholdas megfigyelések és mérések (NASA TOMS Aerosol Index) alapján a legfontosabb lehordási régióknak a következőket tekinthetjük: Szahara; Kelet- és Belső-Ázsia sivatagi területei (Takla-Makán, Badain Jarran, Tengger, Ulan Buh, Hobq, Mu Us; Kara-kum, Kizil-kum, Mujun-kum); az Arab-félsziget; a Negev; Dél-Afrikában az Etosha és a Makgadikgadi vidéke; Dél-Amerikában Patagónia; Észak-Amerikában az Egyesült Államok belső és nyugati államai; illetve Ausztrália sivatagi területei (Prospero, J.M. et al. 2002; Goudie, A.S. – Middleton, N.J. 2006).

A TOMS-aeroszoltérképek az északi és déli 70. szélesség viszonyait ábrázolják, ezért nem tájékoztatnak a hideg-száraz területek porviharairól, melyek a gleccserek által finomra

őrölt poranyagának (Hobbs, W.H. 1942) és (időszakos) vízfolyások alluviális lerakódásainak (Péwé, T.L. 1951) kifúvásai révén szintén fontos porforrás-területek: pl. Alaszka (Péwé, T.L. 1951), Grönland (Dijkmans, J.W.A. – Törnqvist, T.E. 1991), Izland (Arnalds, O. et al. 2001), Kanada prérije (Nickling, W.G. 1978) és Új-Zéland (Marx, S.K. – McGowan, H.A. 2005). Továbbá, az úgymond „természetes” forrásterületeken túl antropogén hatásokra egyre nagyobb területek válnak fedetlenné, növelve ezzel a légköri por mennyiségét.

A lehordási területekről a több kilométeres magasságba is feljutó ásványi szemcsék a globális szélrendszerek segítségével több tízezer kilométer távolságra elrepülhetnek, további térségek környezeti viszonyait befolyásolva ezzel. Japánban és a Koreai-félszigeten komoly problémát okoz az Ázsia belső sivatagaiból kifújó légköri por (Chun, Y. et al. 2001; Mori, I. et al. 2003), mely a Csendes-óceán medencéjét átszelve akár Észak-Amerikát (Takemura, T. et al. 2002, szélsőséges esetekben pedig Európát is elérheti (Grousset, F.E. et al. 2003). Ausztrália porkifúvásai Új-Zélandot (Kidson, E. 1930), míg a Patagónia felől érkező ásványi szemcsék az Antarktisz (Sugden, D.E. et al. 2009) is elérhetik.

2.2.3. Szaharai eredetű porviharok

A fentiek alapján egyértelmű, hogy számos térség jelentős hatással van a poremisszió alakulására; azonban kétségtelen, hogy ezek közül, mind globális viszonylatban, mind Európa szempontjából nézve legjelentősebb forrásterületnek a Szaharát tekinthetjük. Az évente a Szaharából légkörbe kerülő por mennyiségére vonatkozó adatok igen tág határok között mozognak, ennek oka a többféle megközelítési mód és a különböző, éghajlati folyamatok által szabályozott akár többéves poros és kevésbé poros időszakok kialakulása. Prospero, J.M. (1996) szerint évente ~170 millió tonna por jut a légkörbe szaharai forrásterületekről, Marticorena, B. – Bergametti, G. (1996) adatai szerint ez elérheti a 630–710 millió tonnát is, sőt Ginoux, P.M. et al. (2004) szimulációi 1400 millió tonnás mennyiséget eredményeztek. Ennek az igen nagy mennyiségű poranyagnak a nagy része nem hagyja el a kontinenst, azonban a nagy magasságokba feljutó, legkisebb szemcsék hatalmas távolságokat tehetnek meg.

Szaharai por gyakran hullik a Kanári- (Bergametti, G. et al. 1989; Kis, É. – Schweitzer, F. 2010) és a Zöldfoki-szigeteken (Jaenicke, R. – Schütz, L. 1978), Karib-térségben (Delany, A.C. et al. 1967; Prospero, J.M. et al. 1970) és Dél-Amerikában (Swap, R. et al. 1992), északi irányban Európa-szerte figyeltek már meg afrikai ásványi anyagokat (pl. Franzen, L.G. et al. 1994).

A Kárpát-medencében tapasztalt, szaharai eredetű porhullásokat protongerjesztéses röntgenemissziós elemanalitikai módszerrel Borbély-Kiss, I. et al. (2004), Koltay, E. et al. (2006) és Szoboszlai, Z. et al. (2009) detektáltak, melyekhez aeroszoltérképek és trajektóriaszámítások segítségével lehetséges lehordási régiókat is hozzárendeltek. Nagy A. (2009) a barcelonai szuperszámítógép központ (Centro Nacional de Supercomputacion) DREAM (Dust REgional Atmospheric Model) előrejelző modell adatai és műholdfelvételek alapján a szaharai eredetű por időjárási helyzeteit vizsgálta.

2.3. A porviharok jelentősége az éghajlati és környezeti folyamatokban

A légköri por jelenkori mérései és megfigyelései alapján felismert éghajlat-módosító hatások tárgyalása a múltbéli folyamatokban fokozottabban betöltött szerep miatt is fontos. Ezek a szemcsék aktív komponensei az éghajlati rendszerünknek (Harrison, S.P. et al. 2001; Kohfeld, K.E. – Tegen, I. 2007; Maher, B.A. et al. 2010; Pósfai, M. – Buseck, P.R. 2010).

2.3.1. Besugárzási viszonyok

A légköri por közvetlen és közvetett módon is képes befolyásolni Földünk energiaháztartását. Az atmoszférába juttatott ásványi szemcsék legfontosabb közvetlen hatása a Napból érkező rövidhullámú sugárzás visszaverésében, szórásában és elnyelésében van. Az, hogy e három folyamat közül melyik játszódik le, a szemcsék mikromorfológiai és mineralógiai tulajdonságaitól, illetve a vertikális eloszlásuktól függ. A teljes sugárzási mérlegben betöltött szerepük azért is nehezen megállapítható, mert egy-egy porfelhőben többféle (kvarc, kalcit, gipsz, agyagásványok, csillámok, stb.) ásványi szemcse és aggregátum található (Arimoto, R. et al. 2006), melyek más és más optikai tulajdonságokkal rendelkeznek. A sötétebb színű szemcsék több sugárzást nyelnek el, lokálisan fűtő hatásúak, míg a világosabbak esetében a visszatükrözés és szórás a domináns, hőmérséklet-csökkenést eredményező (Liao, H. – Steinfeld, J.H. 1998; Sokolik, I.N. – Toon, O.B. 1999). Az ásványi összetétel a lehordási terület földtani felépítésétől függ döntően, de a légköri szállítás folyamán állandóan változik, hiszen a nagyobb és/vagy nehezebb szemcsék korábban kihullhatnak a porfelhőből, módosítva ezzel a radiatív tulajdonságokat is. Összességében a légköri por a sugárzási mérleget negatív irányban alakítja, dominánsan hűtő hatást fejt ki (Solmon, S. 2007).

A porhullások során leülepedő por a felszín albedóját is módosítja. Ez a hatás leginkább a jéggel és hóval borított területek sugárzási viszonyait befolyásolja, hozzájárulva ezzel az adott terület átlagosnál nagyobb mértékű felmelegedéséhez, illetve a jégborjadzáshoz.

A besugárzást közvetett módon is alakítják a porviharok. A kőzetliszt méretű szemcsék a légkörbe jutva a felhőképződéshez szükséges kondenzációs magként is viselkedhetnek, melyek nélkül nem alakulhatnának ki a felhőket felépítő cseppek (Twomey, S.A. et al. 1984). A kondenzációs magvak számának növekedése adott vízgőztartalom mellett több, de kisebb méretű felhőcsepp kialakulásához vezet, így a felhő színe világosabb lesz, tehát több sugárzást ver vissza (Shine, K.P – Forster, P.M.D. 1999). A kisebb cseppek másik tulajdonsága, hogy légköri tartózkodási ideje viszonylag hosszú, következésképpen a felhő radiatív hatását hosszabban fejti ki, illetve a csapadék valószínűsége csökken, növelve ezzel a terület ariditását és a légkörbe kerülő por mennyiségét (Rosenfeld, D. et al. 2001).

2.3.2. A légköri por és a szén-dioxid mennyisége

Az atmoszféra szén-dioxid koncentrációja a Föld energiaháztartásának jelentős módosító tényezője, melynek mennyiségét többek között, biológiai folyamatok szabályozzák. A kapcsolatok meghatározása a CO₂, az éghajlat, a biológiai tényezők és a légköri por között bonyolult visszacsatolási mechanizmusok (biogeokémiai ciklusok) figyelembevételével valósulhat meg.

Az arid-szemiarid lehordási területekről származó évi több milliárd tonna ásványi por jelentős mennyisége hullik tengerekbe, óceánokba. A mélytengeri üledékek tanulmányozása során megállapítást nyert, hogy a hullóporos eredetű lerakódások részaránya egyes óceáni térségekben meghaladhatja a 80%-ot a többi szedimenthez viszonyítva (pl. Blank, M. et al. 1985; Pye, K. 1987). A világtengerek egyes, a szárazföldről, tengeráramlásoktól távoli területei biológiai értelemben sivatagnak tekinthetők, így a szél által szállított tápanyagban (Si, Fe, P, stb.) gazdag poranyag mennyisége döntő szerepet játszik ezeknek a tengeri ökoszisztémáknak a működésében. A tápanyagtöbblet katalizálja a fotoszintézist, hozzájárulva ezzel a fitoplankton szervezetek által megkötött CO₂ mennyiségének az emelkedéséhez, csökkentve ezzel annak légköri koncentrációját.

A jégmagok pormintáinak és légbuborékainak elemzései alapján a földtörténeti múltban a légköri por és CO₂ mennyisége csaknem mindig ellentétes irányban változott (EPICA Community Members 2004). Ez a fordított arányosság a két komponens között Ridgwell, A.J. (2002) szerint a porviharok által az óceánokba szállított ásványi tápanyag és a

fitoplankton CO₂-megkötő tevékenysége között fennálló viszony miatt alakult ki, fordított üvegházhatást eredményezve. Számítógépes modellkísérletek eredményei alapján az ásványi porhullások akár a légköri CO₂-koncentráció 30 ppm-os változását is okozhatják (Bopp, L. et al. 2003).

A fitoplankton szerepet játszhat a korábbiakban tárgyalt besugárzási viszony alakításában is. A nyílttengerek felett kialakuló felhők képződéséhez szükséges kondenzációs magot többnyire a dimetil-szulfid szerves aeroszol képezi, melynek mennyisége a fokozódó fitoplankton produkció következtében megnő, növelve ezzel a felhők általi besugárzás csökkentést (Henriksson, A.S. et al. 2000).

2.3.3. Talajképződés befolyásolása

A porviharok kialakulási feltételei közül nagy fontosságúak a forrásterület pedológiai viszonyai, mivel a szél kritikus nyírófeszültsége nagyban függ a talajok, illetve a talajoknak nem minősülő laza, törmelékes üledékek szemcseméretétől, nedvességtartalmától, vízháztartásától. Vizsgálataink során azonban nem csupán, mint képződési kritériumot kell elemeznünk a talajokat, a kapcsolat a talajtakaró és a porviharok között kétirányú, kölcsönhatások alakítják a folyamatokat. A defláció a talaj felső, legtermékenyebb rétegeit érinti, mely során durvább szemcseméret és alacsonyabb humusztartalom alakul ki, jelentősen hozzájárulva a terület elsivatagosodásához. Hazánk területét is érzékenyen érinti a száraz periódusok után bekövetkező talajpusztuláshoz vezető szélerózió, melyet tovább fokozhatnak a helytelen talajhasznosítási módok is (Lóki J. 2003; Szabó J. et al. 2007).

A porhullások talajképződési mechanizmusokban betöltött is szerepe jelentős, melyet két oldalról is megközelíthetünk: az alapkőzet irányából, illetve a talajfejlődés későbbi folyamatai felől.

A pedogenezist döntően befolyásoló alapkőzetek közül kiemelt jelentőségűek a földtörténeti múlt porviharai során felhalmozódott, hullóporos eredetű, törmelékes üledékek. A löszös kőzeteken, e kőzetekből alakulnak ki a legjobb minőségű mezőségi-jellegű talajok. Ehhez a megfelelő klimatikus feltételeken túl szükséges tehát a megfelelő szerkezetű, porozitású, szemcseméretű alapkőzet.

Egyes régiókban a leülepedő ásványi por közvetlen hatása révén is fontos pedogén tényezőnek tekinthető. Számos helyről ismerünk talajtani leírásokat, melyekben a talajtakaró és az alapkőzet ásványi összetétele összeegyeztethetetlen. Elsősorban adott talajok magas kvarc-

tartalma alapján lehet megállapítani, hogy a talaj nem keletkezhetett a fekü kőzet (pl. bazalt vagy karbonát) mállástermékeként. Többek között például Izraelből (Singer, A. 1967) és a Hawaii-szigetekről (Rex, R.W. et al. 1969) ismerünk bázikus kőzeteken képződött kvarcban gazdag talajokat.

2.3.4. A szaharai por jelentősége Európa környezeti folyamataiban

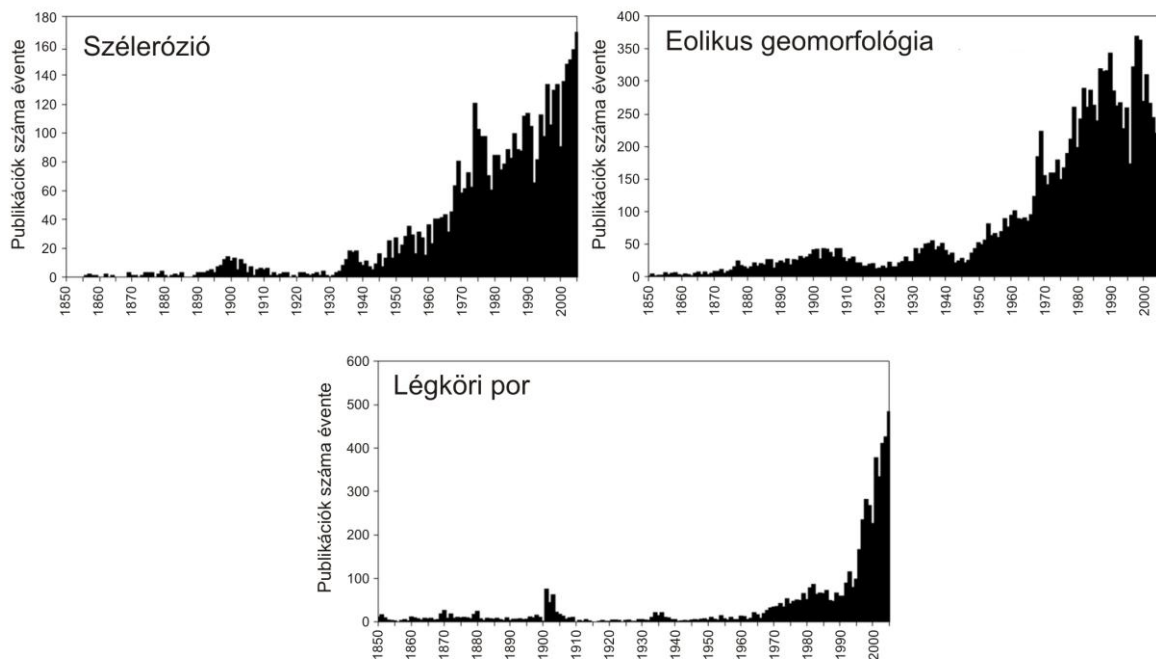
A Szahara területéről évente több száz millió tonna ásványi por jut el Európába (D'Almeida, G.A. 1986). Yaalon, D.H. (1997) szerint a Földközi-tenger térségében jellemző vörös talajok kialakulásában döntő szerepe volt a mintegy 5 millió éve jelen lévő szaharai porkitörések során leülepedett kőzetliszt méretű ásványi pornak, melyet a szemcseeloszlási adatokon túl az agyagásványos összetétel (paligorszkit) is igazol (Atalay, I. 1997). A terra rossa talajok alapanyagának hullóporos eredetére vonatkozó adatokat ismerünk Portugáliából (Jahn, R. et al. 1991), Spanyolországból (Muhs, D.R. et al. 2010), Olaszországból (Jackson, M.L. et al. 1982), Horvátországból (Durn, G. et al. 1999), Görögországból (MacLeod, D.A. 1980) és Törökországból (Atalay, I. 1997) is. Cremaschi, M. (1990a, 1990b) szerint az isztriai és dalmáciai löszök poranyagának jelentős hányada szintén szaharai eredetű.

A Mediterrán térség légkörének állapotát is befolyásolja a szaharai por, egészségügyi problémák lehetőségét növelve ezzel (Griffin, D.W. et al. 2001). A légköri PM₁₀-es szállópor koncentrációja Spanyolország (Rodríguez, S. 2001), Olaszország (Matassoni, L. 2011) és Görögország (Gerasopoulos, E. et al. 2006) egyes régióiban a szaharai porkitörések alkalmával gyakran az egészségügyi határérték fölé emelkedik, emiatt az új európai emisszió csökkentési direktívák betartása esetenként nem valósítható meg.

Egyes forrásterületekről származó porkitörések alkáliákban gazdag anyaga a csapadék pH-viszonyait is módosíthatja, hozzájárulva ezzel a savas esők gyakoriságának csökkenéséhez (Rogora, M. et al. 2004). Szaharai eredetű porhullásos események felismeréséhez azonosító bélyegként használják a megnövekedett kémhatású csapadékokat (Špoler Čanić, K. et al. 2009). Psenner, R. (1999) szerint a Pireneusok és az Alpok enyhén-lúgos tavai a XX. század második felében a szaharai por hatására nem váltak savassá, ellentétben például a Skandináv térség hasonló tavaival.

2.4. Publikációs trendek

A környezeti kutatások homlokterébe került porviharokkal, a poranyag kialakulásával, elszállításával és kiülepedésével, felhalmozódásával, a légköri por éghajlati és egyéb környezeti hatásaival, valamint a földtörténeti múltban akkumulálódott hullóporos eredetű üledékek paleoklimatológiai és ösföldrajzi rekonstrukciókban betöltött szerepével foglalkozó tudományos publikációk száma exponenciálisan emelkedik évről-évre (1. ábra).



1. ábra. Eolikus folyamatokhoz kutatásához kapcsolódó tudományos publikációk számának alakulása 1850-től 2005-ig (Forrás: Stout, J.E. et al. 2009).

A témakörhöz kapcsolódó tudományos cikkek számát környezeti és történelmi események is befolyásolják. A diagramokon jól megfigyelhetők ezek a változások: a XX. század elejének szárazságaihoz köthető „Sirokkó porviharos évek” eseményei, az Egyesült Államok „Dust Bowl” évei, a Száhel övezet aszályai az 1970-es évek elején, valamint a két világháború hatásai is megjelennek az ábrán.

A háborús évek a publikációk számát lecsökkentették ugyan, de azokban az esetekben, mikor a fő hadszínterek a száraz-félszáraz térségekre jutottak, akkor a kutatások felélékülésével is számolhatunk. Az eolikus kutatások egyik legfontosabb periódusa éppen a II. világháború volt, amikor egymással párhuzamosan mindkét fél tudósok segítségével próbált előny szerezni. Ralph Alger Bagnold „*The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*” című munkája

éppen ennek az időszaknak a terméke (Bagnold, R.A. 1941). A sivatagi térségekben végzett hadműveletek a légköri por mennyiségét is megnövelhetik, abban az esetben, ha a deflációtól védő kergeket járművekkel feltörik (Oliver, F.W. 1945).

Az elmúlt évtizedekben is jellemző volt, hogy katonai szempontból vált fontossá a porviharok kutatása. Az iraki, afganisztáni és líbiai hadműveletek során a légköri látási viszonyok pontos ismerete döntő jelentőségűnek bizonyult (pl. Liu, M. et al. 2007). Ugyancsak érdeklődésre tart számot az esetleges nukleáris fegyverek radionuklidjainak ásványi porszemcséken való megkötődése és szállítása (Bach, W. 1986).

A légköri porhoz kapcsolódó kutatások számának 1995 után történő minden korábbinál jelentősebb megemelkedése több okra is visszavezethető. Az amúgy is egyre nagyobb hangsúlyt kapó, környezeti és éghajlati vizsgálatok során ekkorra vált egyértelművé, hogy a korábbi időszakokban a finomszemcsés törmelékek hatásait jelentősen alulbecsülték. Ezen felül, a kínai porviharok és löszterületek kutatásai ekkorra értek el világszínvonalú eredményeket, az évente megjelenő kínai elsőszerzős tudományos publikációk száma csaknem megötszöröződött ebben az időszakban (Stout, J.E. et al. 2009). Az eolikus folyamatokhoz köthető tudományos érdeklődés további erősödését mutatja, hogy saját nemzetközi szervezetet (International Society of Aeolian Research) hoztak létre, melynek saját szaklapja (Aeolian Research) is csak ezzel a témakörrel foglalkozik.

2.5. Elméleti megfontolások

2.5.1. Porvihar és homokvihar

A porviharok elkülönítése a homokviharoktól a jellemző szemcseméret alapján történik, miszerint a porviharok során döntően agyag és kőzetliszt méretű szemcsék, tehát a 62,5 µm alatti szemcsefrakció szállítódik. Ez számos esetben átfedéseket jelent a két jelenség között, továbbá sok esetben a műholdas megfigyelések és mérések során ezek nem különíthetők el. Nagy távolságokra és nagy magasságokba ásványi szemcsék azonban csak porviharok során juthatnak el, mivel a homokszemcsékre ható gravitációs erő ilyen mértékű szél általi szállítást már nem tesz lehetővé.

A múltbéli porviharok rekonstruálása során egyértelmű a helyzet, mivel a hullóporos eredetű üledékek elkülönítése más törmelékes üledékes kőzetektől a szemcseméret alapján történik.

A „viharossága” ezeknek a poros eseményeknek egy további bizonytalansági tényező. A Meteorológiai Világszervezet (WMO) ajánlása alapján azokat a helyzeteket nevezhetjük porviharnak, amikor a szél által szállított szemcsék hatására a látótávolság 1000 méter alá csökken. Az értekezésben módszertani korlátok miatt ezt az 1000 méteres látótávolságkorlátot sok esetben nem lehet figyelembe venni.

2.5.2. A lösz fogalma

A lösz-óstalaj sorozatok több szempontból is fontos képződmények számunkra, hiszen ösföldrajzi és paleoklimatológiai rekonstrukciók kulcsfontosságú adatforrása, mérnökgeomorfológiai kutatások tárgya, illetve legértékesebb talajaink alapközete is lösz. A különböző céllal induló kutatások más és más módszereket alkalmaznak, – helyenként és időnként is – különböző szempontokat tartanak szem előtt. Ezért, illetve a különböző területeken kialakult löszök néhány eltérő tulajdonsága miatt egységes, mindenki által elfogadott definíció nincs.

A szakirodalmat áttekintve találkozhatunk a lösszel, mint kőzettel, mint konszolidálatlan üledékkel vagy éppen, mint talajjal. Más tulajdonságait tekinti fontosnak a geológus, a geomorfológus, a mérnök vagy az agrármérnök vizsgálataiban, hiszen más-más célokkal közelíti meg kutatásának tárgyát.

Az egyik legelterjedtebb, mégis az egyik „legszigorúbb” löszdefiníció Pécsi Márton nevéhez fűződik, aki 12 fő kritériumot sorol fel, melyekkel a típusos lösznek rendelkeznie kell. Ezek alapján a típusos lösz jellemzője, hogy döntően durva kőzetliszt (20–60 μm) méretű szemcsékből áll, rétegmentes, porózus, vízáteresztő, meredek falakban is megálló, ám a víz hatására könnyen pusztuló, szerkezetes, laza kőzet, fő ásványos alkotórésze a kvarc (40–80%), alárendelten földpátot tartalmaz, továbbá változó mennyiségben agyagásványokat és karbonátokat is (Pécsi M. 1993).

A mai, nemzetközi szakirodalomban egy jelentősen leegyszerűsített löszfogalom van elterjedőben, mely szerint a legfőbb kritérium (1) a szél általi szállítás, (2) a durva kőzetliszt (szilt) mérettartományú szemcsék dominanciája és (3) a szárazföldi (szubaerikus) felhalmozódás (Pye, K. 1995). A geomorfológiai, paleoklimatológiai és öskörnyezeti kutatások során manapság ez az utóbbi, egyszerűbb definíció vált inkább elfogadottá.

3. Célkitűzések

A dolgozat célja a szél által légkörbe jutott (eolikus) poranyag változásainak elemzése. Szorosan vett vizsgálati területnek hazánkat, a Kárpát-medencét választottam, de a globális folyamatok megismerése céljából szerte a Földünkről származó adatokkal dolgoztam. Munkám során az alábbiakat tűztem ki célul:

I. A földtörténeti múlt porviharainak megismerése:

I.1. A Kárpát-medence területén található plio–pleisztocén vörösagyag–lész–paleotalaj sorozatok egy rendszerként történő elemzésének a bemutatása:

I.1.1. A szemcseeloszlási adatok újabb szempontú elemzési módszereinek a finomítása és a bimodális görbék újabb szempontú értelmezése;

I.1.2. Újabb adatokkal szolgálni a vörösagyagok hullóporos eredetére és származására vonatkozóan;

I.1.3. A kora-pleisztocén löszképződés lehetőségeinek bemutatása;

I.1.4. A világ pliocén–alsó-pleisztocén hullóporos eredetű üledékeinek és a hazai idős sorozatoknak az összehasonlítása.

I.2. A késő-pleisztocén löszsorozatok rétegtani és szemcseeloszlási adatai alapján történő porkoncentráció meghatározás lehetőségének bemutatása.

II. A jelenkor porviharai és az eolikus por a Kárpát-medencében:

II.1. Kvantitatív módszerekkel elemezhető adatbázis felépítése, melynek révén a porviharok tér- és időbeli változása mind globális, mind regionális szinten vizsgálható;

II.2. A Kárpát-medence területét elérő észak-afrikai eredetű porkitörések elemzése:

II.2.1. Milyen gyakran történnek ilyen események?

II.2.2. Honnan származik a poranyag?

II.2.3. Milyen meteorológiai feltételek szükségesek ilyen események kialakulásához?

II.2.4. Milyen nagytérségi folyamatok szabályozzák mindezt?

4. Anyag és módszer

Az értekezés tárgyából adódóan az alkalmazott vizsgálati módszereket is két fő csoportra oszthatjuk. A jelenkori porviharos események elemzése távérzékelési adatokon (műholdas mérések és felvételek elemzése) és meteorológiai megfigyelések alapján végezhető el, míg a múltbéli poros események és a légköri por mennyiségének rekonstrukciója és számítása a hullóporos eredetű üledékek rétegtani és szemcseeloszlási adatainak újabb szempontú feldolgozásával történhet meg.

4.1. A földtörténeti múlt porviharainak rekonstrukciós lehetősége hullóporos eredetű üledékek alapján

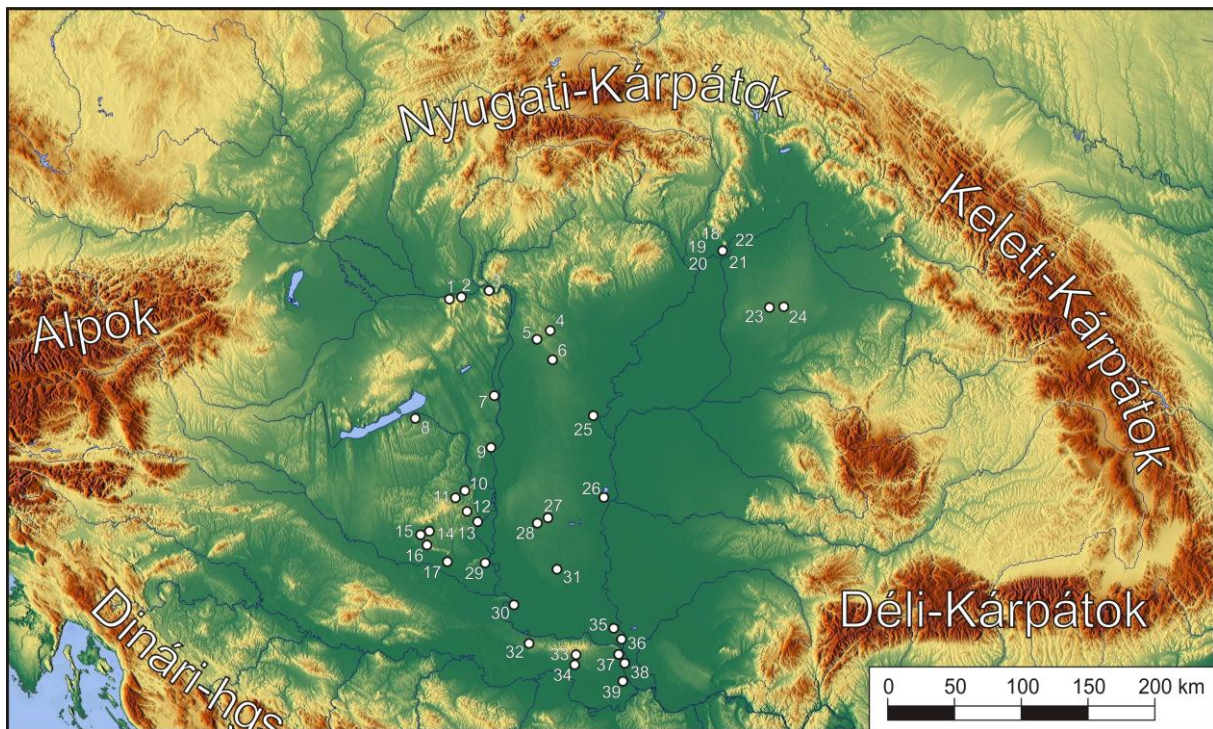
4.1.1. A légköri por mennyiségének változásai a Kárpát-medencében vörösayag–löss–paleotalaj sorozatok alapján

A Kárpát-medence hullóporos eredetű üledékeinek vizsgálata az ismert és jól dokumentált, nemzetközileg is jelentős típusfeltárások (pl. Paks, Basaharc, Mende, Beremend) újbóli terepi felvételezésével, mintázásával, az eredmények újraértékelésével és részletes, számítógépes matematikai-statisztikai módszerekkel támogatott, új szempontokat szem előtt tartó szemcseeloszlási elemzésekkel történt.

A löszök és lösszerű üledékeket hazánk területén öt fő egységre szokás bontani: a fiatal löszöket képviselik a Dunaújváros–Tápiószőlős és a Mende–Basaharc sorozatok, az idős löszök pedig a Paks I., Paks II. és a „Dunaföldvári Formáció” rétegsoraiban található. Az idős löszöket tagoló vörös talajok vagy vöröses agyagok átmenetet jelentenek a típusos vörösayagok felé, melyek gyakran a löszök feküdpéldéként jelennek meg. A granulometriai vizsgálatokhoz a típusfeltárások valamennyi rétegtani egységéből vettem mintát. Az idős löszök pontosabb elemzése céljából a beremendi feltárás alsó szakaszát 10 centiméteres intervallummal mintáztam, továbbá a késő-pleisztocén porkoncentráció számításokhoz szükséges részletes szemcseeloszlási elemzésekhez szintén 10 centiméteres lépésközű mintavételezés történt a hegyszentmártoni, a mendei és a zóki feltárás esetében (2. ábra).

Az elmúlt évek mérés technológiai fejlődése következtében egyre precízebb koradatokkal rendelkezünk lőszeinkről, melyek révén a porfelhalmozódás mértéke és a légköri por mennyisége még pontosabban megismerhető. A Kárpát-medence területéről publikált újabb

rétegtani és koradatokból létrehozott adatbázis képezte a késő-pleisztocén szedimentációs ráta, porfluxus és porkoncentráció számítások alapjait. A rétegsorok pontosabb megismerése, geomorfológiai helyzetének tisztázása céljából számos további terepbejárást és mintavételezést végeztünk (pl. Dunaszekcső, Dunaújváros, Hegyszentmárton, Süttő, Zók; Horvátország: Zmajevac; Szerbia: Ruma, Stari Slankamen, Surduk, Titel).



2. ábra. A dolgozatban tárgyalásra kerülő feltárások és fúrások. (1 – Dunaalmás; 2 – Süttő; 3 – Basaharc; 4 – Tápiósüly; 5 – Mende; 6 – Albertirsa; 7 – Dunaújváros; 8 – Ságvár; 9 – Paks; 10 – Kakasd; 11 – Hidas; 12 – Üveghuta; 13 – Dunaszekcső; 14 – Pécs (Posta-völgy); 15 – Zók; 16 – Hegyszentmárton; 17 – Beremend; 18 – Bodrogkeresztúr; 19 – Csorgókút I.; 20 – Csorgókút II.; 21 – Tokaj (Patkó-bánya); 22 – Tokaj (Kereszt-hegy); 23 – Látókép; 24 – Debrecen (Alföldi téglagyár); 25 – Lakitelek; 26 – Szeged-Óthalom; 27 – Madaras; 28 – Katymár; 29 – Zmajevac; 30 – Erdut; 31 – Crvenka; 32 – Susek; 33 – Irig; 34 – Ruma; 35 – Mošorin; 36 – Titel; 37 – Stari Slankamen; 38 – Surduk; 39 – Batajnica).

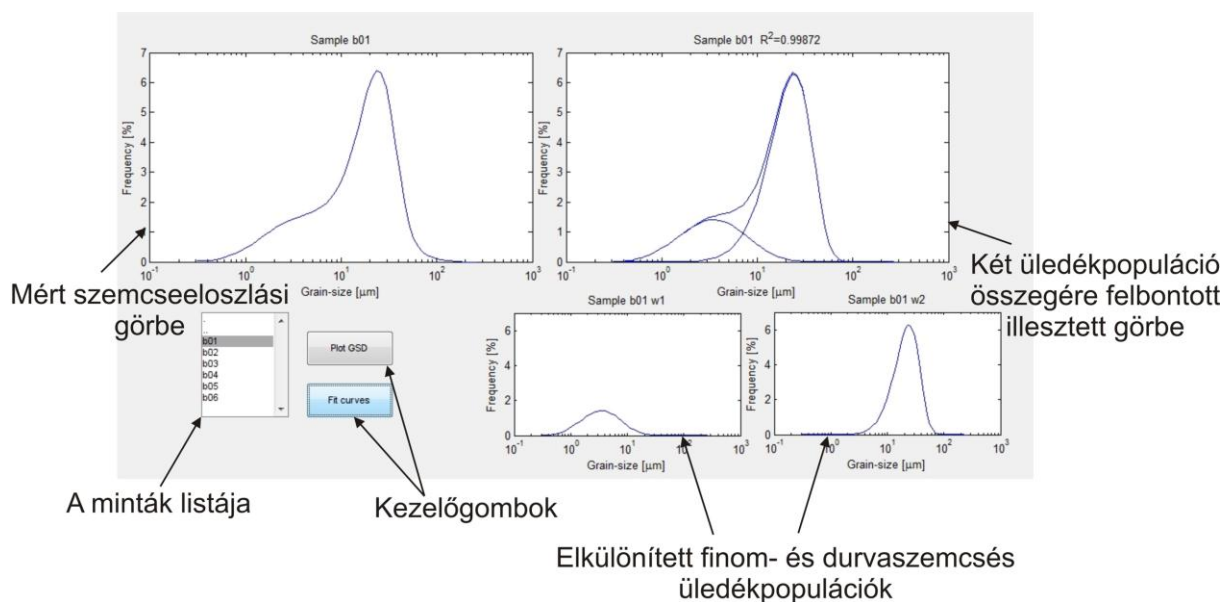
4.1.1.1. Szemcseeloszlási vizsgálatok

A begyűjtött több száz vörösgyag, paleotalaj és lösz mintát Fritsch Analysette 22 Compact lézeres szemcseanalizátorral elemeztem a Pécsi Tudományegyetem Földrajzi Intézetében. A berendezés két eltérő hullámhosszú lézertípust bocsát ki az üledék-szuszpenziót tartalmazó tégelyre, majd az áteső fényt egy érzékelő lencserendszerrel gyűjti és analizálja. Az áthaladó lézertípus energiája arányos a szuszpenzióban található szemcsék mennyiségével és méretével. Ezzel a módszerrel 0,3–300,74 µm közötti intervallumban található szemcsék méretére vonatkozóan 62 csatorna adatait kapjuk meg, mely eredmények pontosabbak a korábbi szitálásos és

pipettás mérések eredményeinél (Konert, M. – Vandenberghe, J. 1997; Blott, S.J. – Pye, K. 2006).

A lézeres diffrakció elvén működő szemcseelemzéshez szükséges előkészítést Konert, M. – Vandenberghe, J. (1997) alapján végeztem el, melyet a nemzetközi gyakorlatban is gyakran alkalmaznak, így a más szerzők eredményeivel való összehasonlítás is megbízhatóbb. Az előkészítés menete a következő; a főzőpohárba helyezett 3 g porított mintához 10 ml 30%-os H_2O_2 -ot, majd 10 ml 10%-os HCl-et adtam a szervesanyag oxidálása és a mésztartalom eltávolítása céljából. Egy-egy napi állás és gondos desztillált vizes átöblítés után, a mintákat szárítószekrényben kiszárítottam, és közvetlenül a mérés előtt 10 ml 3,6%-os $Na_4P_2O_7 \cdot 10H_2O$ -t használtam a szemcsék újbóli aggregációjának megakadályozására.

A mérési eredményeket adatmátrixokba rendeztem. A hagyományos matematikai statisztikai paramétereken túl, a jellemzően bimodális eloszlásgörbéket Sun, D. et al. (2002; 2004) módszerét módosítva üledékpopulációkra bontottam. A korábbiakban táblázatkezelővel történő matematikai felbontás helyett MATLAB környezetben kidolgoztam egy algoritmust, melynek segítségével a mintánként egyesével történő paraméterek „kézzel történő közelítése” utáni Solver bővítménnyel való közelítés helyett a függvényillesztés automatikusan, egy legkisebb négyzetek módszerén alapuló iteratív numerikus eljárással történik (3. ábra).

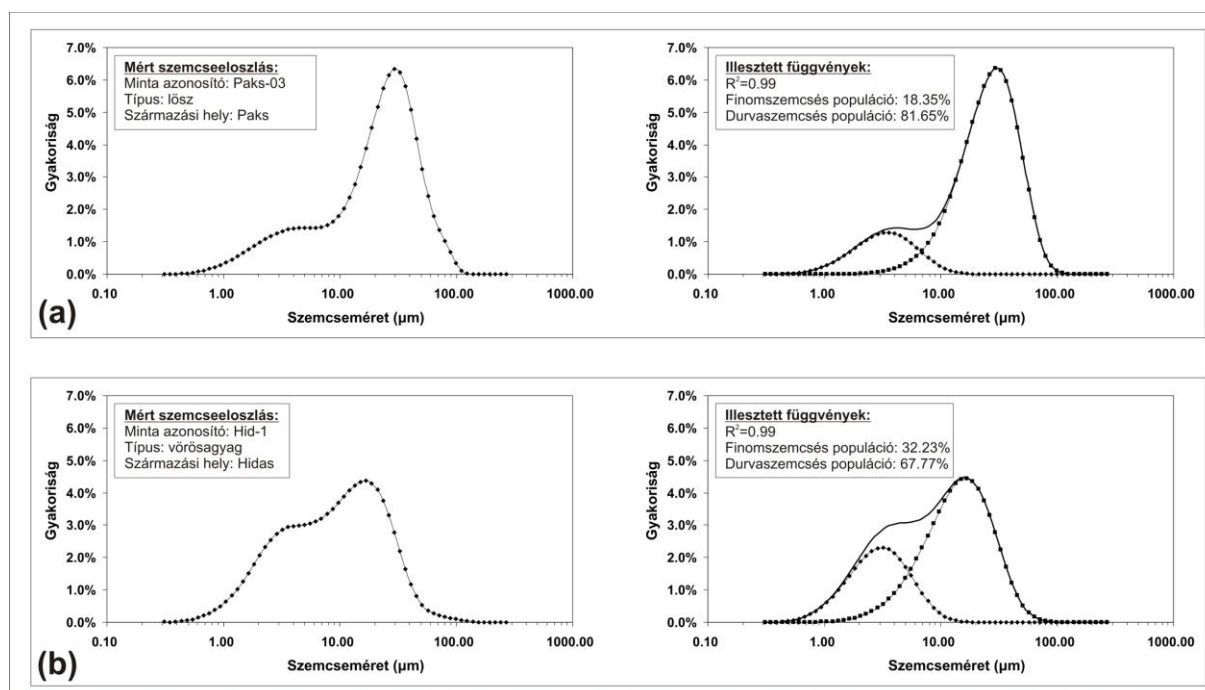


3. ábra. A bimodális szemcseeloszlási görbék matamtaikai felbontását végző MATLAB algoritmus grafikus felhasználói felülete.

Az algoritmus az összetett eloszlási görbéket két folytonos, két-paraméteres Weibull-eloszlású függvény összegére bontja:

$$\text{Szemcseeloszlás} = W_1 + W_2 = c_1 \times \left(\frac{a_1}{b_1^{a_1}} \right) \times x^{a_1-1} \times e^{-\left(\frac{x}{b_1} \right)^{a_1}} + c_2 \times \left(\frac{a_2}{b_2^{a_2}} \right) \times x^{a_2-1} \times e^{-\left(\frac{x}{b_2} \right)^{a_2}}, \quad (1)$$

ahol a_1 , a_2 paraméterek a görbe alakját és csúcosságát (osztályozottság), b_1 , b_2 paraméterek a görbe pozícióját (szemcseméret) határozzák meg, míg c_1 , c_2 súlyparaméterként szerepelnek a függvényillesztéskor. A mért szemcseeloszlási adatok és az illesztett függvény közötti lineáris regresszió (r^2) értéke a vizsgált több száz üledékminta esetében 0,98–0,99 közelében alakult (4. ábra).



4. ábra. Jellemző típusos (a) lösz- és (b) vörösgyag-minta mért szemcseeloszlása és felbontása üledékpulációkra paraméteres függvényillesztéssel.

A minták szokásos statisztikai paraméterei (átlag, szórás, lapultság, ferdeség) sok esetben nem mutatnak jelentős eltérést a fiatal és az idős löszök vagy paleotalajok esetében. Azonban az elkülönített üledékkomponensek mérőszámait külön kezelve a kisebb eltérések is felismerhetővé válnak. Így például a jellemző szemcseméretet az alábbiak szerint értelmezhetjük:

$$d = \frac{\sum_{i=1}^{62} x_i \times m_i}{\sum_{i=1}^{62} m_i} = \frac{\sum_{i=1}^{62} x_i \times m_{f_i}}{\sum_{i=1}^{62} m_i} + \frac{\sum_{i=1}^{62} x_i \times m_{d_i}}{\sum_{i=1}^{62} m_i}, \quad (2)$$

ahol d az átlagos szemcseméret, x_i a 62 mérési csatorna i -edik mérettartománya, m_i , m_{f_i} és m_{d_i} rendre a teljes minta, a finom és a durva szemcsés komponens súlyarányait jelöli.

4.1.2. További felhasznált hullóporos típusfeltárások és referenciagörbék adatsorai

A globális léptékű folyamatok hatásainak felismerése céljából Földünk legfontosabb löszsorozatainak publikált rétegtani és szedimentológiai adataiból készített adatbázist használtam, melyben a legteljesebb kínai (pl. Baoji, Lingtai, Luochuan, Xifeng), belső-ázsiai (Chasmanigar, Karamaydan), közép- és kelet-európai (Červený Kopec, Krems-Stranzendorf, Novaya Etuliya, Roxolany), alaszakai (Fairbanks) és dél-amerikai (Mar del Plata) rétegsorokon kívül alacsony földrajzi szélességek „meleg löszeinek” jellemzőit is összegyűjtöttem.

A vörösgyag–löss–paleotalaj sorozatok környezetrekonstrukciós kutatások során történő felhasználását nagyban nehezítik a szárazföldi üledékképződési környezetből és a laza szerkezetből adódó lepusztulási folyamatok, valamint az idősebb képződmények kormeghatározási problémái. A kedvezőtlen feltételek (tektonikus, éghajlati, környezeti vagy antropogén hatások) során lepusztult üledékek mennyiségének meghatározása problematikus. A múltbéli légköri por mennyiségének pontosabb meghatározásához éppen ezért további, csaknem teljes rétegsorral rendelkező hullóporos eredetű sorozatok vizsgálatára is szükség van.

A pleisztocén glaciális-interglaciális ciklusok kialakításában döntő szerepe volt a Föld pályaelemek (excentricitás, tengelyferdeség, precesszió) periodikus változásának. Az 57 mélytengeri fúrás mészvázásainak oxigén-izotóp ($\delta^{18}\text{O}\text{‰}$) adatait felhasználó kompozitgörbe (Lisiecki, L. – Raymo, M.E. 2005) alapján szerkesztett legteljesebb plio–pleisztocén paleohőmérsékleti klímagörbe spektrális elemzése rámutatott, hogy időszakonként más-más pályaelemek dominanciája figyelhető meg. A pliocén során döntően 19–23 ezer éves ciklusok a jellemzőek, 2,6 és 1 millió év között a 41 ezer éves periódusok dominálnak, míg 1 millió évtől jelentkeznek 100 ezer évenként a nagy változások (deMenocal, P. 2004; Lisiecki, L. – Raymo, M.E. 2005).

A globális korreláció tárgyalása kapcsán az északi félteke eljegesedése és Ázsia szárazabbá válása következtében megnövekvő eolikus szedimentációt bemutató ODP 885/886 csendes-óceáni mélytengeri fúrás adatsorát is felhasználtam a munkám során.

A további párhuzamosításokhoz az antarktisi jégtakarón jelenlegi legmélyebb jégfurat (EPICA DOME-C) deutérium-arány és oldhatatlan, teresztrikus porminta adatait (EPICA community members 2004) használtam.

4.2. A jelenkori porviharok elemzésének módszerei

4.2.1. A légköri por mennyiségének, tér- és időbeli eloszlásának, lehordási területének vizsgálata TOMS Aeroszol Index alapján

A légköri por környezeti jelentőségének felismerése révén kialakított specifikus meteorológiai mérőhálózatok terjedése és a műholdas mérések adatsorainak elegendő hosszúsága és hozzáférhetősége, valamint a folyamatosan fejlődő számítógépes adatelemzési technikáknak köszönhetően a jelenkori porviharok legfontosabb lehordási területeit, szezonális vagy többévente jelentkező intenzitási változásait egyre pontosabban ismerjük.

A leghosszabb mérési sorozattal és kellően részletes tér- és időbeli felbontással az elérhető adatbázisok közül a NASA Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) aeroszol adatai rendelkeznek (Herman, J.R. et al. 1997; Torres, O. et al. 1998). Az 1978 novemberétől kezdődő adatsorok az északi és a déli szélesség 70. szélességi foka közötti területekről tartalmazzanak napi gyakoriságú adatokat 1°-os horizontális felbontással. Az Aeroszol Index (AI) értékét a légköri szemcsék felületén történt Mie- és Rayleigh-szórás és elnyelés, valamint a tiszta légköri Rayleigh-szórás értékének a hányadosa adja meg:

$$AI = 100 \log_{10} \left(\frac{I_{360}^{\text{mért}}}{I_{360}^{\text{számított}}} \right),$$

ahol $I_{360}^{\text{mért}}$ és $I_{360}^{\text{számított}}$ rendre a 360 nm-es sugárzás mért és a Rayleigh-légkörre számított értéke (Herman, J.R. et al. 1997).

Mivel az évek során több műhold (Nimbus-7, EarthProbe, Aura/OMI) fedélzetén lévő műszerek szolgáltatták az adatokat, ezért a különböző mérési intervallumok nyers adatai korrigálás után vethetők csupán össze. A számításokhoz csak a műszer-meghibásodástól és kalibrációs problémáktól (Kiss, P. et al. 2007) mentes időszakok, illetve a teljes évek kerültek fel-

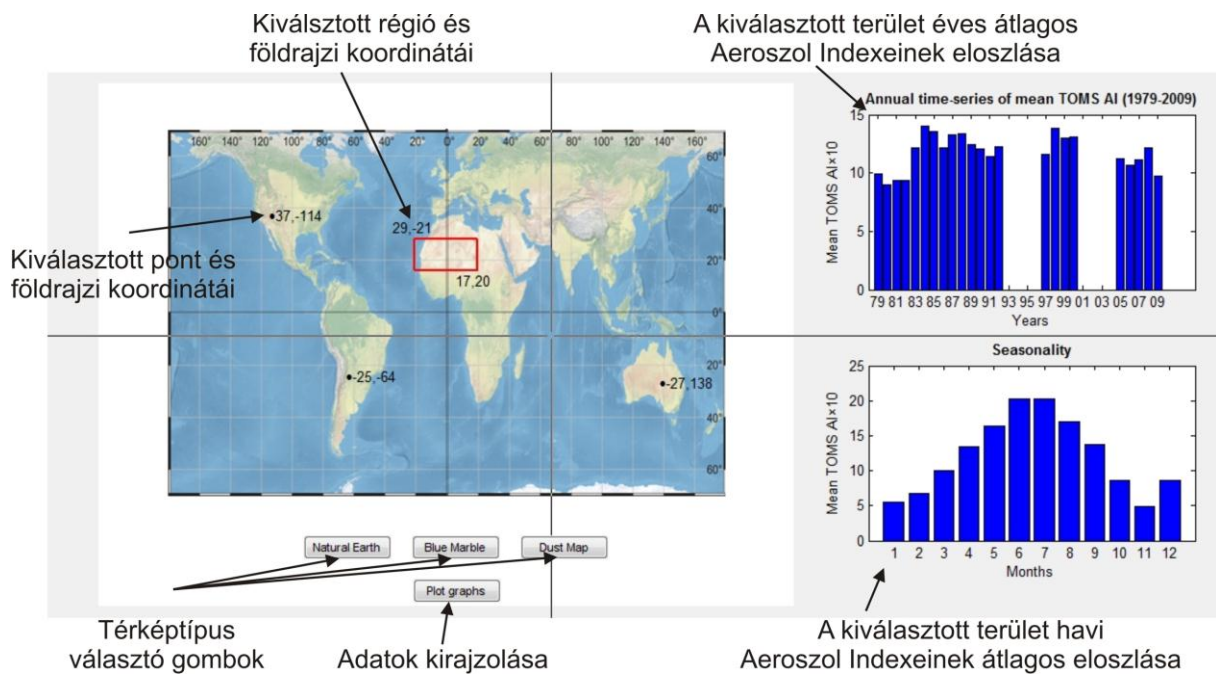
használásra. További mátrixműveletek elvégzése miatt szükséges volt négyévente a szökőnapok elhagyása is. Ennek következtében az alábbi időintervallumok adatait használtam:

2. táblázat.

A számításokhoz kiválasztott NASA TOMS Aeroszol Index adatmátrixok (forrás: http://jwocky.gsfc.nasa.gov/aerosols/aerosols_v8.html).

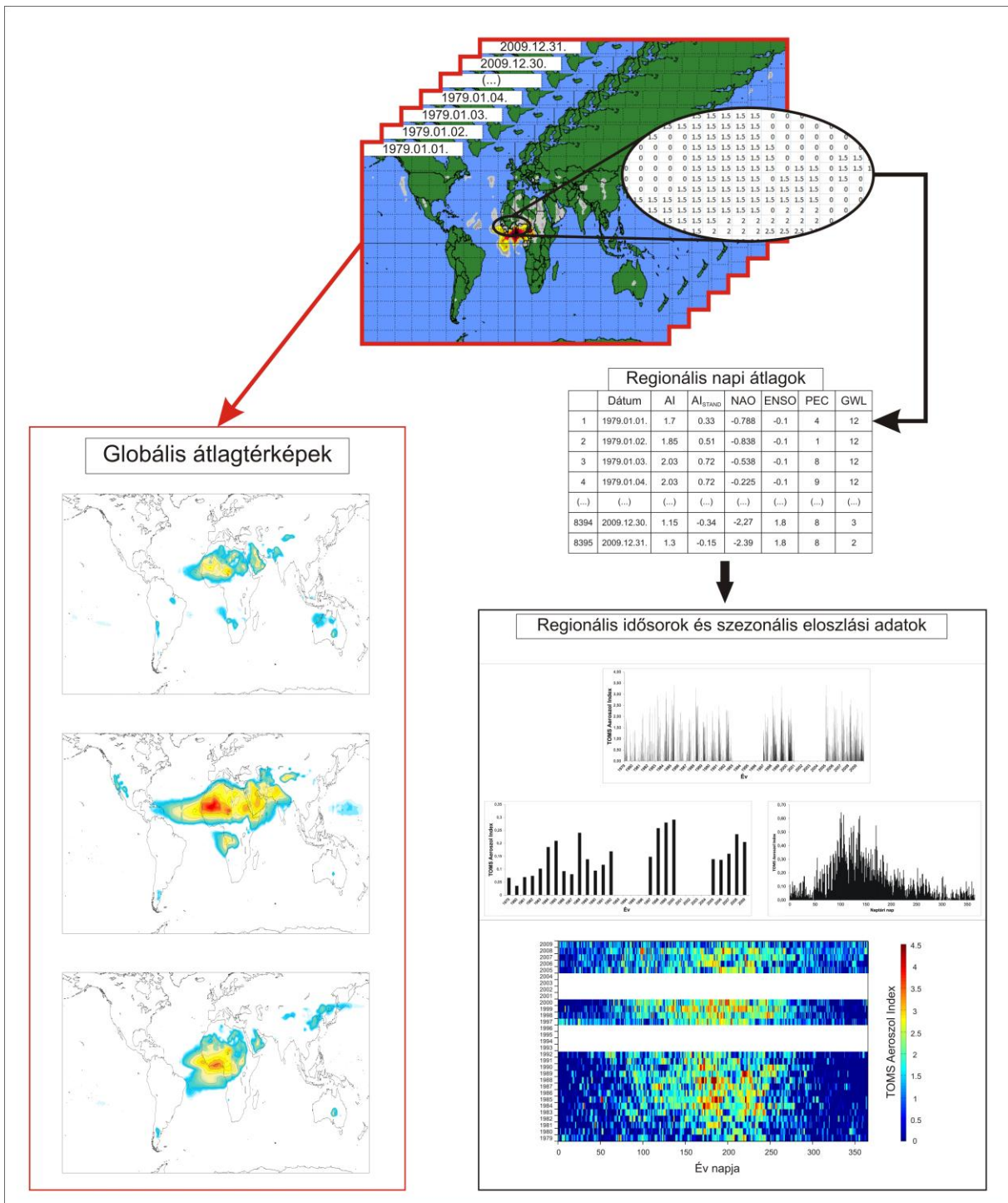
Felhasznált adatszolgáltatási időszak	Műhold	Idősor	
1979.01.01–1992.12.31.	Nimbus-7	14×365	5110 nap
1993.05.06–1996.07.25.	Nincs adat!		
1997.01.01–2000.12.31	EarthProbe	4×365	1460 nap
2001.01.01–2004.12.31.	Kalibrációs problémák!		
2005.01.01.–2009.12.31.	Aura/OMI	5×365	1825 nap
1979.01.01–2009.12.31.		23×365 +284	8679 nap

Az adatok feldolgozására algoritmust fejlesztettem, melyet a MATLAB programrendszer R2007b (7.5) verzióján futtattam (5. ábra). A program a 8395 nap napi adatmátrixait pontonként, régióként és globálisan is képes elemezni, mely elemzések kiindulási pontja a kiválasztott területegységre kiszámított átlagos Aeroszol Indexek napi felbontású vektora (idősora).



5. ábra. A léggöri portterhelés időbeli változását elemző MATLAB algoritmus grafikus felhasználói felülete.

A 23 év 365 napjának 8395 mérési adatából kialakított 23×365 -ös mátrix alapján globális és kiválasztott régiókra jellemző átlagtérképeket, napi, havi és éves felbontású idősorokat, valamint szezonális eloszlási diagramokat szerkesztettem. Az 1° -os felbontású adatmátrixokból a Golden Software SURFER8 felületmodellező programjával, krigeléssel állítottam elő az átlagtérképeket (6. ábra). A tetszőlegesen kiválasztott területeken eltérő a porviharok gyakorisága és intenzitása, ezért a pontosabb összehasonlíthatóság érdekében az adatbázisba a területenként standardizált indexszel számoltam. (Az Aeroszol Index értékek döntő többsége a szél által sivatagi-félsivatagi területekről légkörbe jutott porszemcséket jelzi, azonban megjelennek az egyenlítő környékén és a szubpoláris övben az erdőégetések során kibocsátott füst- és koromrészecskék, illetve epizodikusan a vulkánkitörések termékei is. Ezek a területek és emissziók jól elkülöníthetők a műholdfelvételek alapján.)



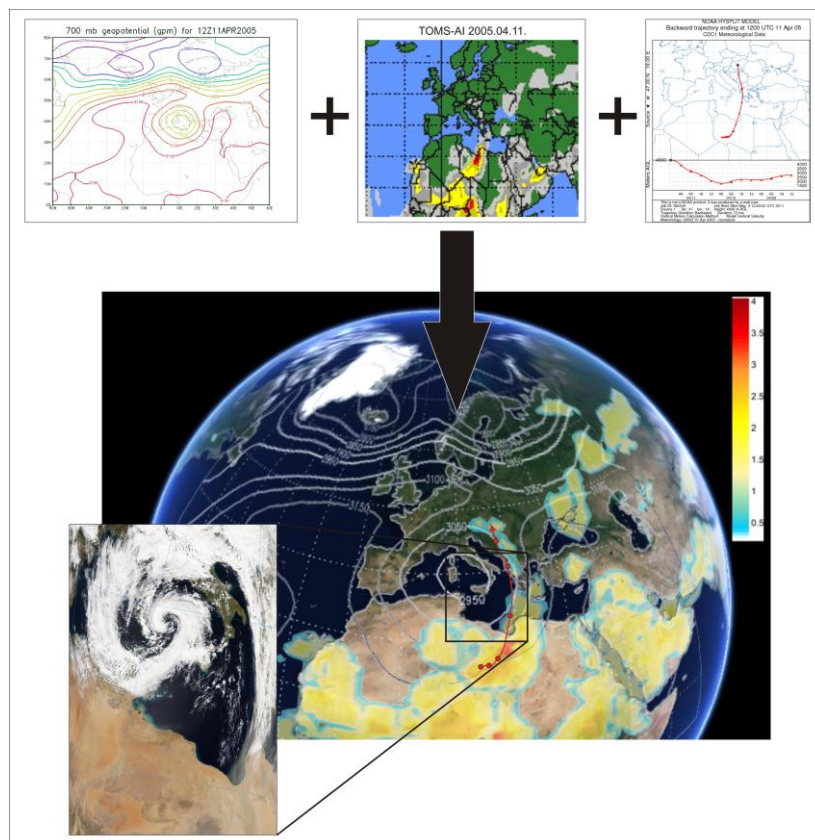
6. ábra. A NASA TAMS Aeroszol Indexének napi adataiból és meteorológiai adatokból felépülő adatbázis és térképsorozatok sematikus bemutatása.

4.2.2. Kárpát-medence feletti szaharai eredetű por azonosítása és elemzése

A TAMS Aeroszol Index napi adataiból felépített adatbázis rekordjai közül a kiválasztott térség átlag értékeitől különválasztottam a szignifikánsan magasabb standardizált indexű eseményeket. Elsősorban a jellemző lehordási területektől távolra eljutó porfelhők azonosítása vált

így lehetővé. A mérések alapján valószínűsített események a NOAA AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer – forrás: <http://www.sat.dundee.ac.uk>), az ESA Meteosat SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager – forrás: <http://www.sat.dundee.ac.uk>), és a Terra és Aqua műholdak MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer – forrás: <http://modis.gsfc.nasa.gov>) felvételei, illetve a NOAA HYSPLIT modellel (Draxler, R.R. – Rolph, G.D., 2011.) készített „backward” trajektória-számítások után került elfogadásra vagy elvetésre. A beazonosított porkifúvási eseményhez tartozó szinoptikus meteorológiai helyzetet az NCEP/NCAR 40 éves reanalízis adatbázisa (Kalnay, E. et al. 1996) és a dr. Christopher Godfrey (University of North Carolina Asheville, USA) által készített NCEP Reanalysis Plotter szoftver alapján azonosítottam, míg az átlagos geopotenciál szinteket a NOAA Earth System Research Laboratory szoftverével készítettem el.

A lehetséges forrásterületek meghatározása céljából egységes koordinátarendszerként a GoogleEarth™ modelljére került fedvényként a meteorológiai és aeroszol térkép, illetve a légtömeg mozgását jelölő trajektória számítás eredménye (7. ábra).

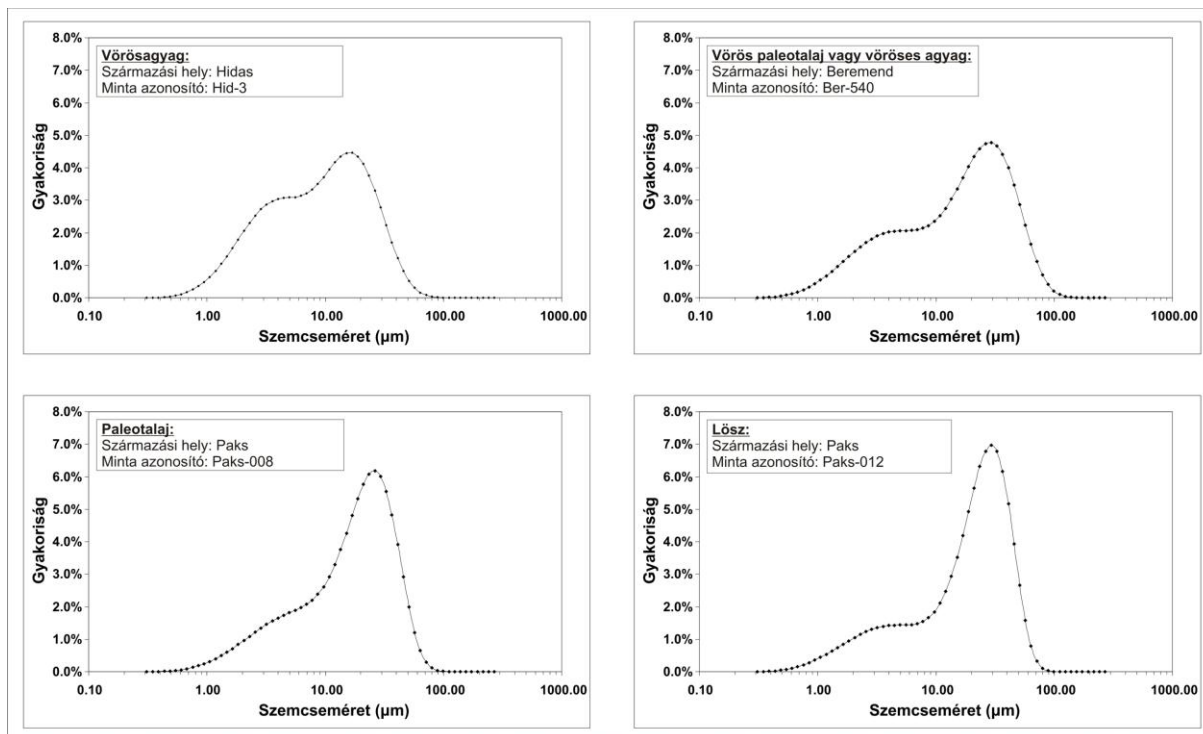


7. ábra. A meteorológiai, aeroszol és légtömeg-mozgási adatok egységes keretbe sorolásának bemutatása 2005. április 11–12-ei adatok alapján.

5. Eredmények és értelmezéseik

5.1. A Kárpát-medence vörösgyag–löss–paleotalaj sorozatának szemcseeloszlás vizsgálata

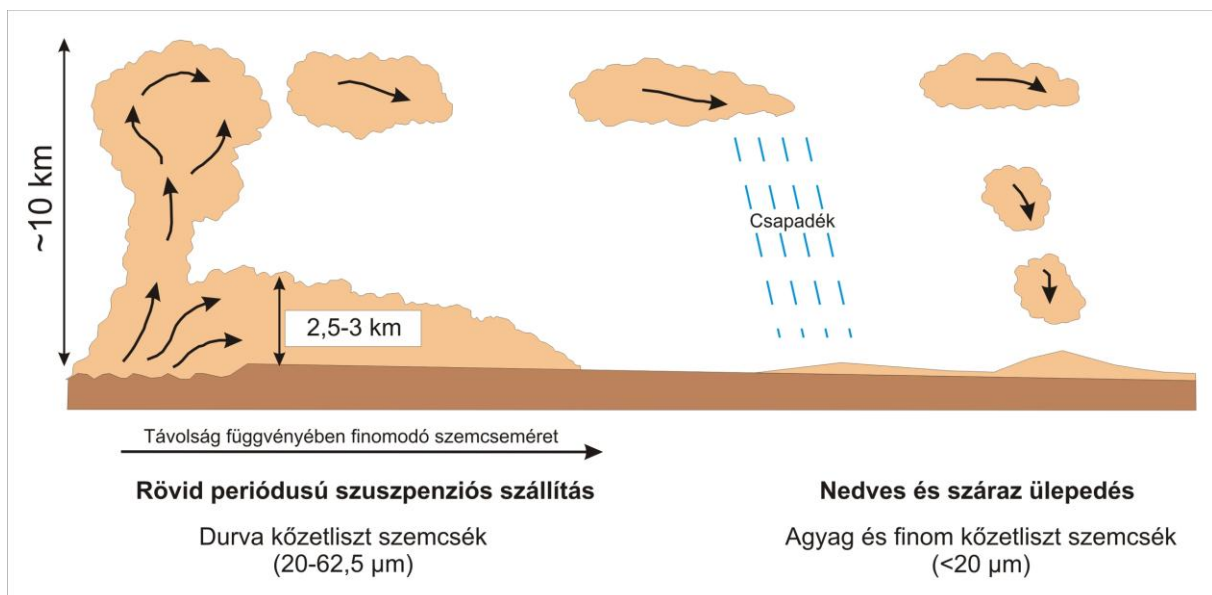
A mérések során kapott szemcseeloszlás görbék döntő többsége bimodális vagy rejtetten bimodális lefutást mutatott. A rejtetten bimodális kifejezés arra utal, hogy tisztán matematikai-statisztikai értelemben nem mutatkozik meg a másodlagos maximum, de az egyértelműen megjelenő fő-móduszon kívül, a finomabb szemcsék irányába hosszán elnyúlik a görbe, aszimmetrikussá válik (8. ábra). Az eloszlás görbék karaktere hasonló származására utal, jól elkülönítve őket más genetikájú, például folyóvízi, tavi vagy tengeri eredetű üledékektől. A közepes (15,6–31 μm) és durva (31–62,5 μm) kőzetliszt méretű módusz, valamint az agyag (<4 μm) és nagyon finom kőzetliszt (4–7,8 μm) méretű másodlagos maximum megjelenése a hullóporos eredetű, összetett görbékre jellemző (Sun, D. et al. 2002, 2004, 2009; Nugteren, G. et al. 2004; Vriend, M. – Prins, M.A. 2005, Vandenberghe, J. et al. 2006; Prins, M.A. – Vriend, M. 2007; Prins, M.A. et al. 2007).



8. ábra. Hullóporos eredetű üledékek jellemző szemcseeloszlás-görbéi.

Az eolikus és hidraulikus szedimentáció folyamata során többféle szállítási mód egyszerre van jelen. Az eltérő sűrűségű, így eltérő munkavégző képességű szállító közegben a reptációs vonszolódásos, a szaltációs és a szuszpenziós szállítás különböző méretű szemcsék mozgását eredményezi. A vizsgált mintákban a döntően agyag és kőzetliszt méretű szemcsék voltak jelen, míg a fluviális vagy a lakusztikus eredetű üledékek esetében a homokfrakció is jelentős mértékben megjelenik. Továbbá a teljes minták esetében is felismerhető aszimmetria is arra enged következtetni, hogy az üledékek eltérnek a szimmetrikus tavi, illetve a határozottabban aszimmetrikus folyóvízi lerakódásoktól. A vizsgált minták jellemző paraméterei alátámasztják az eolikus rendszerhez való tartozást, valamint lehetővé teszik a kisebb eltérések okainak feltárását és elemzését.

A jelenkori porviharok és porhullásos események megfigyelései során vált egyértelművé, hogy a poranyag szállítása két fő módon történik (9. ábra). Az epizodikus, intenzív porviharok eredményeként a durva kőzetliszt méretű szemcsék a felszín közelében – általában 2,5–3 km-nél nem magasabban – szállítódnak és a forrásterülethez közel halmozódnak fel. Az agyag és finom kőzetliszt méretű, 20 μm -nél kisebb szemcsék a légkör magasabb régióiba is feljutnak, ahonnan a hosszabb légköri tartózkodás következtében állandó háttérporként, lassan ülepednek ki. A troposzféra felsőbb részeire eljutó finom szemcsék a futóáramlások révén hatalmas távolságokra is eljutnak (Pye, K. 1987, 1995).



9. ábra. A porviharok során szállításra kerülő poranyag elkülönülése a szemcseméret alapján (Pye, K. 1995 alapján, módosítva).

A kéttípusú szedimentációs mechanizmus révén az adott térségben felhalmozódó poranyag több forrásterületről származó üledékpuláció keverékeként értelmezhető, melyek jellemző tulajdonságai átöröklődnek és a kétmaximumú szemcseeloszlás görbék matematikai-statisztikai módszerekkel történő felbontásával külön-külön is vizsgálhatóvá válnak.

A szemcseeloszlás görbék két maximumának kialakulásért további mechanizmusok is felelősek lehetnek. Az agyagméretű szemcsék összetapadásával képződő durva közetliszt méretű aggregátumok előkészítés és mérés során történő szétesése Mason, J.A. et al. (2003, 2011) és Mays, M.D. et al. (2003) szerint egyes térségek (pl. Ausztrália) és egyes környezetek (pl. időszakos, sós tavak kifűvései, lunettek) esetében szerepet játszik a másodlagos maximum kialakulásában. A Kárpát-medence hullóporos eredetű üledékeinek vizsgálatai során erre utaló jeleket többféle előkészítési mód (HCl vagy H₂O₂ kihagyása, desztillált vízben történő hosszabb áztatás, ultrahangos fürdő kihagyása vagy többszöri használata) alkalmazásakor sem tapasztaltam, hasonlóan a kínai elemzésekhez (Sun, D. ex verb.). A pedogén folyamatok szintén hathatnak a granulometriai jellemzőkre, azonban löszök esetében ezeknek a szerepe – a korábbi talajosodási löszképződés elméletek (pl. Berg, L.Sz. 1953; Pécsi, M. 1990) ellenére – sem jelentős, csupán a nanométeres tartományban (Liu, Q. 2005; Jeong, G.Y. et al. 2008) mutatható ki. Továbbá a minták előkészítése során a legkisebb, kolloidális szemcsék el is tűnnek (Paton, T.R. 1978; Bronger, A. – Heinkele, T. 1990; Sun, D. et al. 2004). A paleotalajok és a vörösgyagok esetében a mállási folyamatok is szerepet játszanak a szemcseeloszlás alakulásában.

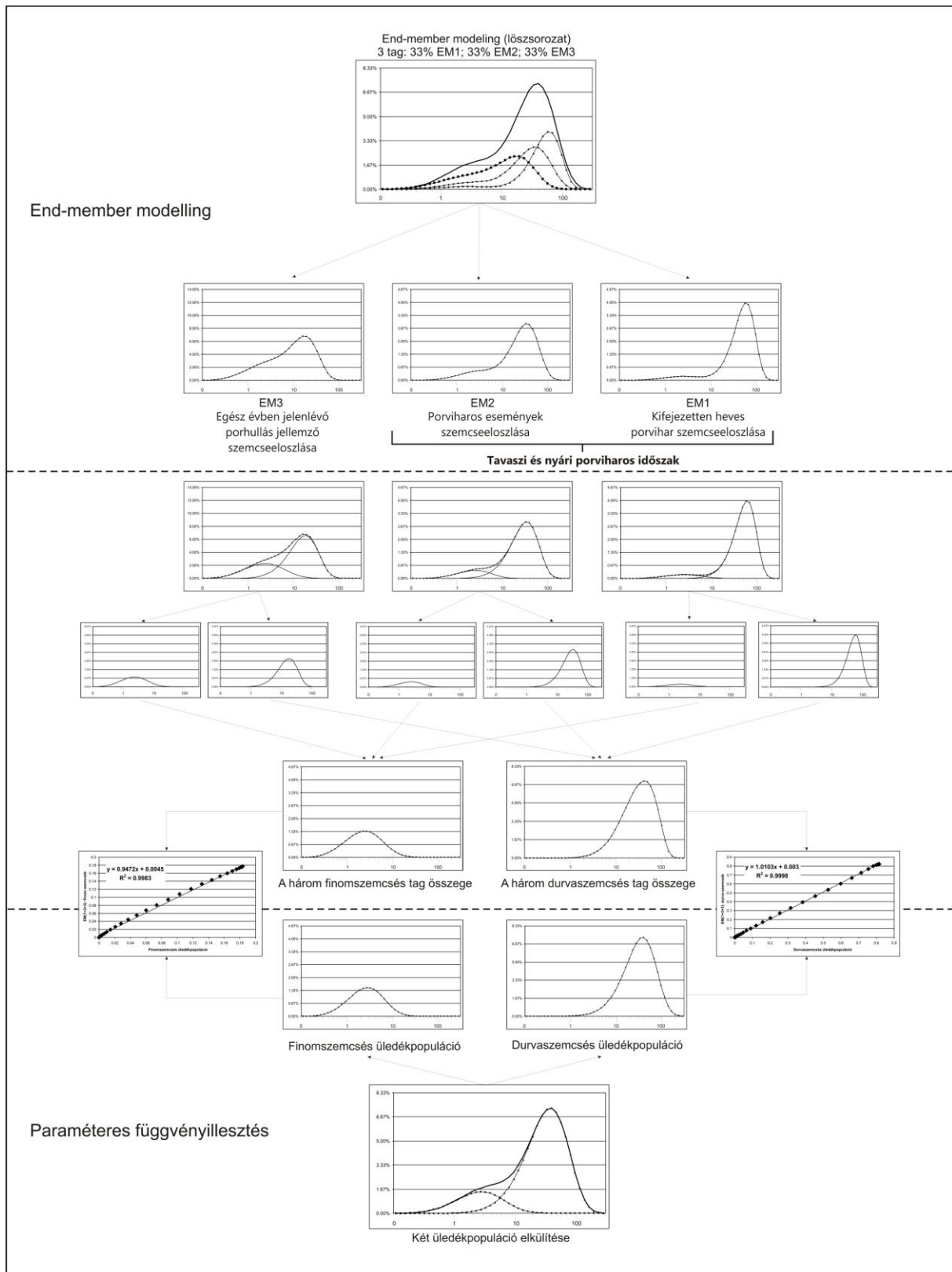
Az alkalmazott paraméteres függvényillesztés megközelítésének helyességét recens megfigyelések és mérések is alátámasztják. McTainsh, G.H. (1997) Maliban végzett mérései során elkülöníti a porviharok és a csaknem állandó háttér por szemcseeloszlásait, melyek lefutása nagyfokú hasonlóságot mutat a fent bemutatott hullóporos üledékkomponensek görbéivel. Hideg, száraz környezetből, Grönlandról származó recens hullóporos minták szemcseeloszlás görbéi szintén hasonló, kétmaximumú lefutásúak (Bullard, J.E. – Austin, M.J. 2011), melyek esetében a pedogén folyamatok szerepe egyértelműen kizárható. A szélirányok esetében viszont megjelenik a kettősség, mely egy fő és egy másodlagos porforrásterület elkülöníthetőségét valószínűsíti.

Az elkülönített, másodlagos maximum eloszlásgörbéjéhez hasonló szemcseméretet mind recens, mind múltbéli porhullások lerakódásaiban találhatunk. Kínában a jelenkori porhullások nagytávolságot (>3000 km) megtett poranyaga 90%-ban 30 µm-nél kisebb, 9 µm móduszú szemcsékből áll (Liu, T.S. et al. 1985), míg a Szaharából származó Európában ki-

ülepedett hulló por esetében szintén kimutatták már a hasonló méretű szemcsék dominanciáját (pl. Nagy-Britannia: 8–12 μm , Pitty, A. 1968; Kréta: 8–30 μm , millon, J.O. – Nihlén, T. 1995; Dél-Franciaország: 8–11 μm , Coudé-Gaussen, G. 1991). A hosszú periódusú, szuszpenziós szállítás bélyegei múltbéli porhullások termékein leginkább a szárazföldről távoli, óceáni térségek mintáin mutatkoznak. Rea, D.K. – Hovan, S.A. (1995) mélytengeri, eolikus eredetű mintáinak szemcseeloszlás görbéi hasonlóak a kínai löszök finom frakciójú, másodlagos maximumát kialakító üledékpopuláció eloszlásgörbéivel.

A függvényillesztés során legpontosabbnak adódó Weibull-eloszlás is az eolikus szedimentáció két típusának szerepét támasztja alá, hiszen egy adott térség szélsőségeinek hosszú távú leírására szintén ezt a két-paraméteres eloszlás típust használják (Lun, I.Y.F. – Lam, J.C. 2000).

A löszök és további hullóporos eredetű üledékek többmaximumú eloszlásgörbéinek komponensekre történő felbontása a paraméteres függvényillesztésen kívül egy további, elterjedt módszerrel is elvégezhető: ez az „End-Member Modeling Algoritmus” (EMMA – Weltje, G.J. 1997), melynek eredménye löszökre jellemzően három, továbbra is többmódusú üledékpopuláció (Weltje, G.J. – Prins, M.A. 2003). A két eljárás eredményei eltérőek, de a látzólagos ellentmondás a probléma eltérő megközelítéséből adódik. A paraméteres függvényillesztés során a bemeneti adat egy minta, melyet a szedimentációs mechanizmus két komponensére bontunk, ezzel ellentétben az EMMA a teljes mérési adatbázis kovariancia struktúráját egyszerre vizsgálja, melynek eredményeként adódó három végső tag súlyozásával az összes minta szemcseeloszlása kifejezhető. A három tag egy hosszabb időintervallum, három alperiódusának jellemző szedimentációját tükrözi, melyek szezonálisan váltották egymást, míg a paraméteresen elkülönített populációk az eolikus szedimentáció két fő mechanizmusát képviselik (Varga, Gy. et al. bírálóat alatt; 10. ábra).



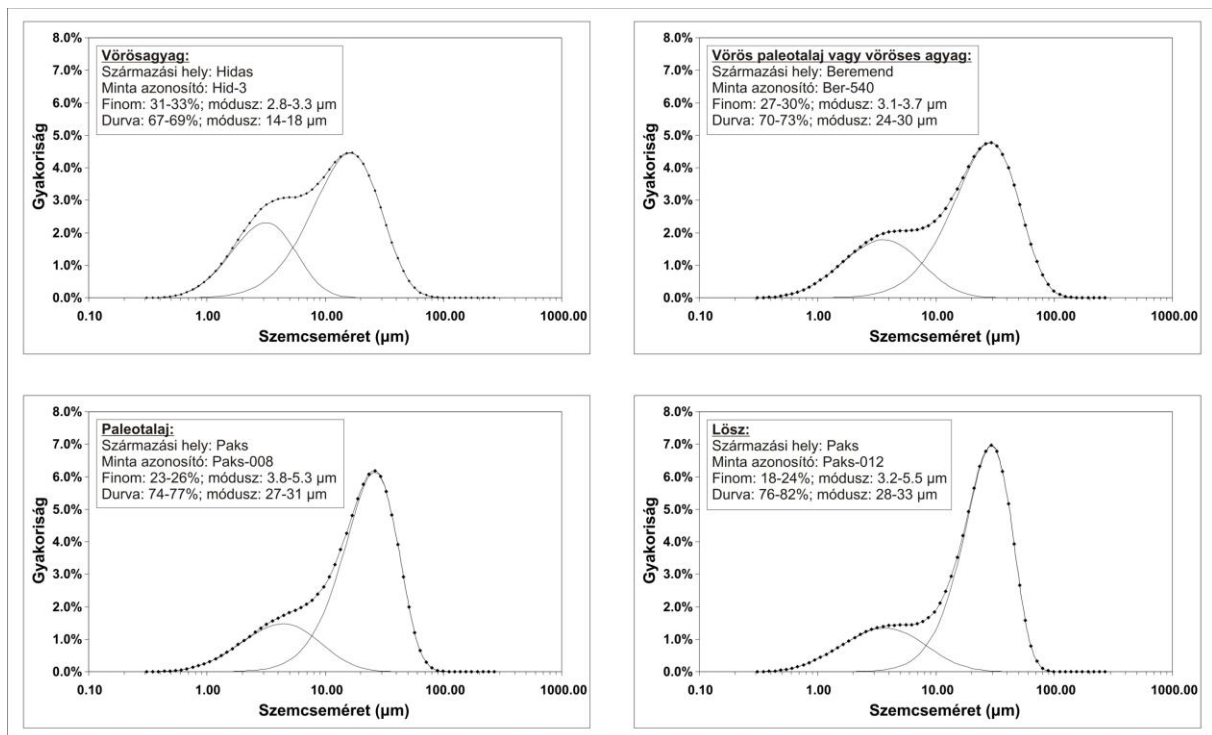
10. ábra. Az eltérő megközelítésű End-Member Modeling Algoritmus és a paraméteres függvényillesztés módszerének szematikus összehasonlítása.

5.1.1. A szemcseeloszlási vizsgálatok eredményeinek értékelése

5.1.1.1. A vörösgyagok hullóporos eredete

Az összetett eloszlásgöbök matematikai szétválasztásával nyert üledékpulációk paramétereinek elemzésével a tradicionális leíró statisztikai mérőszámoknál pontosabb adatokat kaphatunk az üledékképződés folyamatáról és környezetéről.

A finomszemcsés üledékpuláció (2–8 μm) enyhén pozitív ferdeségű (0,85–1,2), jellemzően lapult (-0,1 – -0,8) eloszlású, míg a durvaszemcsés komponens (16–63 μm) határozottabb ferdeséget (1,2–1,7) és csúcsosabb (-0,1–1,5) lefutást mutat (11. ábra).



11. ábra. A Kárpát-medence hullóporos eredetű üledékeinek jellemző szemcseeloszlási görbéi és azok matematikai felbontása paraméteres függvényillesztéssel.

A finomszemcsés üledékpuláció részaránya a vizsgált mintákban folyamatosan emelkedik a löszöktől indulva, a fiatal, majd idős paleotalajokon keresztül a vörösgyagokig, mellyel párhuzamosan a durvaszemcsés komponens átlagos és modális szemcsemérete csökken. Részben mállási folyamatok, részben az alacsonyabb szedimentációs ráta is befolyásolta a kisebb szemcsék nagyobb mennyiségét a talajosodottabb rétegekben. A modális szemcseméret csökkenése kisebb szélsőségeket jelez, melyet helyi klimatikus hatások válthattak ki.

Ezáltal a helyi eredetű, durvaszemű, rövid szállítási idejű komponensnek a részaránya jobban lecsökkent, mint a nagytávolságról származó, hosszú szuszpenziós szállítással érkező finomszemcsés por mennyisége. A poranyag az éghajlati viszonyok következtében nem lőszként halmozódott fel, hanem a leülepedéssel egy időben vörösgyaggá mállott.

3/a. táblázat.

A Kárpát-medence területéről gyűjtött hullóporos eredetű üledékek finomszemcsés üledékpulációjának legfőbb statisztikai mérőszámai.

Finomszemcsés populáció					
Típus	%	Átlag	Módusz	Lapultság	Ferdeség
Lősz	18–24	3,8–5,4 μm	3,2–5,5 μm	-0,7 – -0,84	0,85–0,93
Paleotalaj	23–26	4,2–4,7 μm	3,6–5,3 μm	-0,72 – -0,81	0,87–0,9
Vörös paleotalaj	27–30	3,2–4,4 μm	3,1–3,7 μm	-0,58 – -0,65,	0,95–1,01
Vörösgyag	31–33	3,3–4,5 μm	3–4,3 μm	-0,14 – -0,42	1,02–1,28

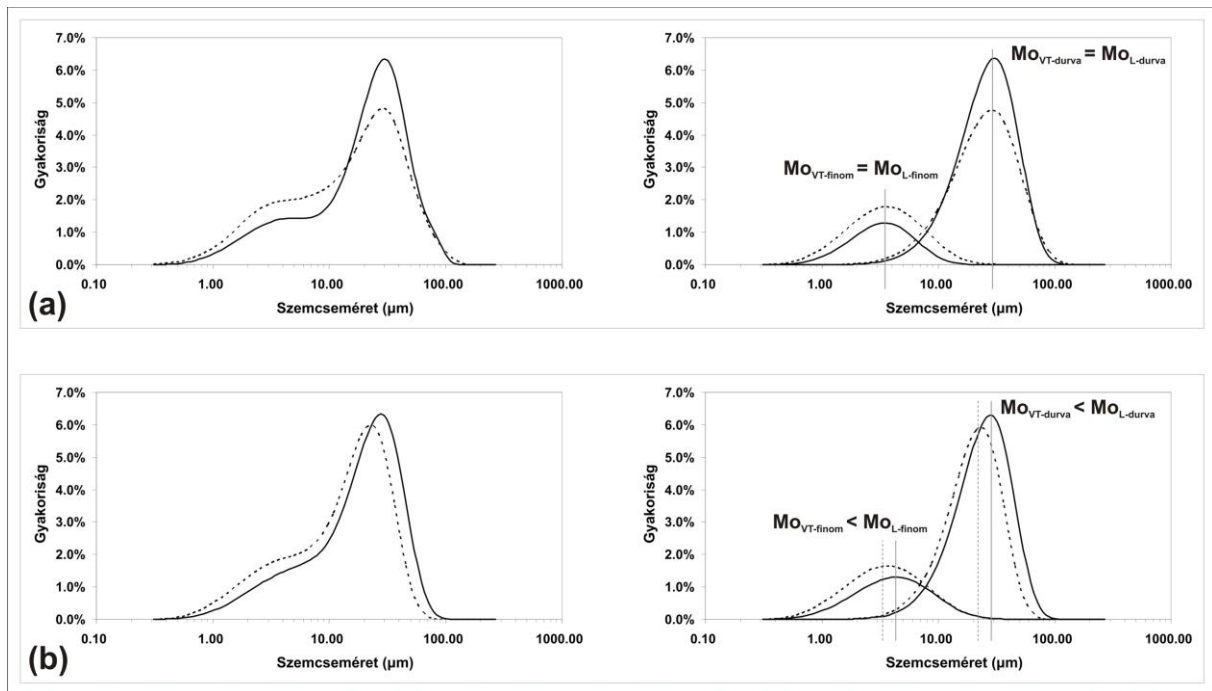
3/b. táblázat.

A Kárpát-medence területéről gyűjtött hullóporos eredetű üledékek durvaszemcsés üledékpulációjának legfőbb statisztikai mérőszámai.

Durvaszemcsés populáció					
Típus	%	Átlag	Módusz	Lapultság	Ferdeség
Lősz	76–82	24,5–30,5 μm	28–33 μm	1,2–1,49	1,45–1,69
Paleotalaj	74–77	20,5–26 μm	27–31 μm	0,6 – 0,85	1,41–1,53
Vörös paleotalaj	70–73	22–25,5 μm	24–30 μm	0,02 – 0,33	1,18–1,31
Vörösgyag	67–69	17–24 μm	14–18 μm	-0,14 – -0,05	1,08–1,19

5.1.1.2. Az idős, vörös talajok akkréciós képződése

A fiatal és idős (vörös) paleotalajok, valamint a közvetlenül alattuk elhelyezkedő lőszhorizontok üledékpulációinak móduszait összehasonlítva további eltéréseket figyelhetünk meg a talajosodott rétegekre vonatkozóan. A fiatal talajok estében mind a finom-, mind a durvaszemcsés üledékkomponens modális értékei megegyeznek a fekü lőszréteg modális értékeivel. Ellentétben a beremendi vörös talajok jellemző statisztikai paramétereivel, melyek az alattuk található lőszsávokénál kisebb értékeket mutatnak (12. ábra).



12. ábra. A vörös paleotalajok (VT – szaggatott vonal) és a fekjüket képező löszök (L – folytonos vonal) szétválasztott üledékpopulációi móduszainak összehasonlítása (a) fiatal és (b) idős képződmények esetében.

A fiatal paleotalajok esetében a móduszok összehasonlító elemzése arra enged következtetni, hogy a talajok csaknem egésze a fekü löszképződményből alakult ki. Míg a vörös talajok képződése a rétegsorban alatta található löszöktől eltérő minőségű anyagból történhetett, mely szintén magán viseli a hullóporos eredetű üledékek legfőbb bélyegeit. Az idős talajok kialakulását eredményező, a löszképződést megszakító éghajlati változások nem voltak ezekben a periódusokban oly mértékűek, hogy a porhullások teljesen megszűnjenek, így a lehullott porból akkréciós talajok képződhettek, melyek átmenetet képeznek a löszök és a vörösgyagok között.

Nugteren, G. et al. (2004) és Vandenberghe, J. et al. (2006) hasonló, modálisan eltérő szemcseeloszlású lösz–paleotalaj párokat írtak le olyan tádzsik (Darai Kolon) és kínai (Dali, Huanxian, Luochuan, Xining) sorozatokból. Ezekben a térségekben az interglaciális talajok képződésében aktív szerepe van a hulló pornak, még a humid, szub-humid, mérsékelt klímán is.

5.2. A szemcseeloszlási eredmények fejlődéstörténeti értelmezése

5.2.1. Pliocén hullóporos szedimentáció

A Kárpát-medence területén a Pannon-tó feltöltődése és a messinai-sókrízissel korrelálható kiszáradása után az eolikus szedimentáció egyre intenzívebbé vált (Schweitzer F. 2001; Schweitzer, F. – Szöör, Gy. 1997). Valódi sivatagi állapotok uralkodtak ekkor, a keresztrétegzett, magas csillámtartalmú homokok, a sivatagi fénymázás és sarkos kavicsok és kérgék, a deflációs formakincs (pl. meridionális völgyek, jardangok, deflációs tanúhegyek) és a faunaleletek (pl. *Meriones* sp., *Epimeriones* sp., *Rhinoceros* sp.) is erről árulkodnak (Schweitzer F. – Szöör Gy. 1992; Schweitzer F. 1993, 2001; Fábrián, Sz.Á. et al. 2002, 2008). Gyakran ezekre a száraz-meleg klímaszakasz üledékeire települnek a típusos vörösgyagok, melyek felhalmozódásának kezdete ~3,6 millió évvel ezelőttre, a zancalai (5,332–3,6 Ma BP) és a piacenzai (3,6–2,588 Ma BP) korszakok határára tehető, tehát a faunaelemek változásán alapuló, a Kárpát-medence területére előszeretettel alkalmazott beosztás szerint a Csarnótánumban. A jelenleginél ~5°C-szal melegebb, nedvesebb és kiegyenlítettebb (Van Dam, J.A. 2006), délkelet-ázsiai faunaelemekkel (*Ailuridae* sp., *Pteromys* sp., *Viveridae* sp. stb. – Kretzoi M. 1969, 1983; Jánossy D. 1979) jellemezhető klíma ellenére a légköri por mennyisége számottevő volt. Agyagásványtani és geokémiai összefüggéseken alapuló vizsgálataink szintén megerősítették a meleg (13–15°C évi átlaghőmérséklet) és nedves (1200–1800 mm/év csapadék) csarnótai éghajlat valószínűségét (Kovács, J. et al. bírálat alatt). A nemzetközi rétegtani és a hazai klasszikus biosztratigráfiai beosztás hasonlóságait és eltéréseit a 4. táblázat szemlélteti:

4. táblázat.

A nemzetközi rétegtani és a klasszikus hazai biosztratigráfiai korbeosztás összehasonlítása (International Commission on Stratigraphy 2010 – <http://www.stratigraphy.org>; Kretzoi, M. 1969, 1983 alapján).

Időszak	Kor	Korszak	Kor (millió év)	Hazai szárazföldi sztratigráfia	Kor (millió év)
Negyedidőszak	Holocén	Ionian	→ 0,781	Pilisium	→ 0,32
	Pleisztocén	Calabrian	→ 1,806	Biharium	
		Gelasian	→ 2,588	Villányium	Kislángium → 1,8 Beremendium → 2,4
Neogén	Pliocén	Piacenzian	→ 3,6	Csarnótánum	→ 3
		Zanclean	→ 5,332	Ruscinium	→ 4,2
	Miocén	Messinian	→ 5,332	Bérbaltavárium	→ 5,3

A vörösayagok domborzatot takaróként befedő geomorfológiai helyzete, mikromorfológiai, geokémiai és ásványtani jellemzői (Kovács, J. 2007, 2008; Kovács, J. et al. 2008) szintén megerősítik az eolikus eredetet és a hullópor jelenlétét a pliocénben. A részletesen elemzett granulometriai jellemzők alapján alapanyagának egy részét származtathatjuk a helyi forrásterületekről, míg a finomszemcsés komponens jellemzői távoli lehordási területre engednek következtetni.

A szél által helyi forrásokból kifújtt anyag származására vonatkozóan egyelőre kevés adattal rendelkezünk. A késő-neogén hegységképződési fázisok és éghajlati változások együttesen hatalmas mennyiségű anyagot erodáltak a megemelkedő hegységi térségekből. Kuhlemann, J. et al. (2002) és Kuhlemann, J. (2007) szerint a Keleti-Alpok kiemelkedése mintegy 5 millió évvel ezelőtt felgyorsult és a Kárpát-medence területére 73 000 km³-nyi lepusztult konglomerátumot, homokkövet, homokot és agyagot szállítottak a folyók, ahol munkavégző képességüket veszítve le is rakták üledéküket. Ez az anyag, valamint a további pannon–alsó-pliocén laza, konszolidálatlan üledék együttesen szolgáltathatta a vörösayagok durvaszemcsés komponensének alapanyagát. Laboratóriumi kísérletek és szimulációk szintén igazolták, hogy az említett üledékek szél általi megmunkálása és szállítása következtében a vörösayagok és löszök kőzetliszt méretű szemcséi nagymennyiségben felhalmozódhattak a Kárpát-medencében (Smith, B.J. et al. 1991, 2002; Assalay, A.M. 1998; Wright, J. 2001a, 2001b).

A finomszemcsés (agyag és finom kőzetliszt) üledékpuláció anyagának származtatása egy további, egyelőre bizonytalan kérdés. A mérsékelt övi, állandó nyugati szelek övében a magasabb légrétegekben szállított 10 µm-nél kisebb szemcséjű poranyag szerepe a hullóporos eredetű üledékek másodlagos maximumának kialakításában a belső- és kelet-ázsiai adatok (Guo, Z.T. et al. 2002; Vandenberghe, J. et al. 2006; Wen, L.J. et al. 2005) szerint jelentős. A Kárpát-medence területén is felhalmozódhattak ezek a nyugati területek felől érkező ásványi anyagok (Kovács, J. et al. 2008, 2011).

A nyugatias áramlásokon kívül további porforrás területeket is figyelembe kell vennünk. A jelenkori folyamatok adatai alapján (*lásd későbbi fejezetek*) megállapítható, hogy Földünk legfontosabb ásványi por lehordási régiójából, a Szaharából is érkezik por a Kárpát-medence területére. Stuut, J-B.W. et al. (2009) „szaharai porhullás térképén” hazánkat a D1b zónában találjuk, ahol a jelenlegi talajképződést kis mértékben ugyan, de befolyásolja a szaharai por és hozzájárul a finom kőzetliszt méretű szemcsék dúsulásához. [Kevesebb mérési és

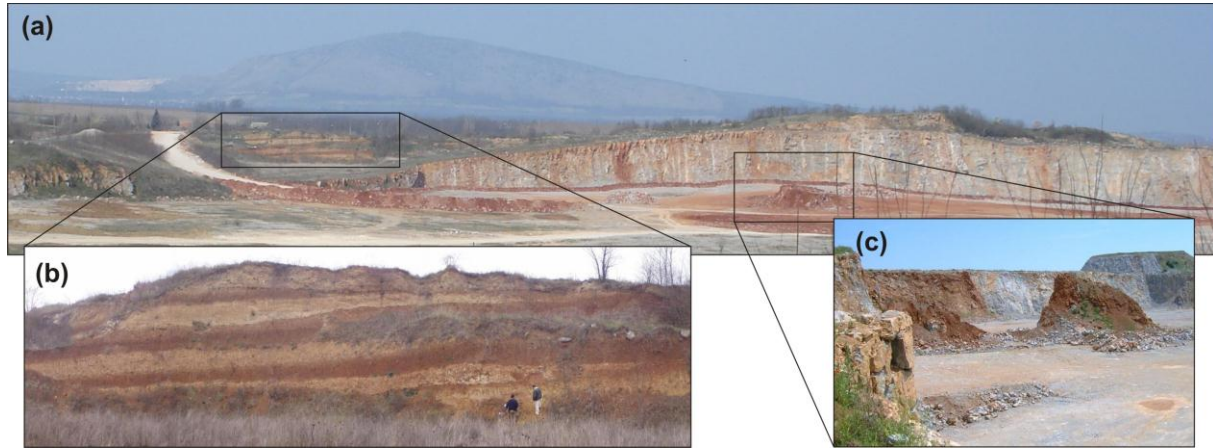
megfigyelési adat alapján hasonló megállapításra jutott a már korábban említett Treitz P. (1913) is, akinek álláspontja Berg, L.Sz. (1953 p. 425) szerint „abszurd (...) és túlzásba vitte a dolgot”.]

A szaharai por mennyiségét a nagyskálájú légköri oszcillációs jelenségek (pl. Észak-Atlanti Oszcilláció, El Niño Déli Oszcilláció) is befolyásolják. Prospero, J.M. – Nees, R.T. (1986) és Prospero, J.M – Lamb, P.J. (2003) szerint az El Niño időszakokban a Szaharából kifújó por mennyisége jelentősen megnő a többi periódushoz viszonyítva. A pliocénben Ravelo, C.A. et al. (2006) és Shukla, S.P. et al. (2009) szerint állandó El Niño állapot uralkodott, mely alapján a jelenleginél nagyobb mennyiségű szaharai porral számolhatunk ebben a korban.

5.2.2. Kora-pleisztocén löszképződés a Kárpát-medencében

A vörösgyagok fedőjét lösz–paleotalaj sorozatok alkotják (Jámbor, Á. 1980; Halmai, J. et al. 1982; Schweitzer, F. – Szöőr, Gy. 1997; Kovács, J. 2003; Varga, Gy. 2011). A vörösgyagok képződését követően az éghajlat szárazabbá vált, a zárt erdők helyét nyílt pusztai, majd félsivatagi környezet vette át, melynek faunájában a strucc és a zebra is megtalálható volt (Kretzoi, M. 1969, 1983). Noha, egy új tanulmány (Mayhew, D.F. 2012) szerint a kislángi faunaelemek paleoklimatológiai értelmezését nagyban nehezíti az összlet áthalmazott jellege, a geomorfológiai (Schweitzer F. 1993), valamint geokémiai és agyagásványtani (Kovács, J. et al. bírálat alatt) vizsgálatok alapján a kora-pleisztocén klímája jóval szárazabb volt, mint az azt megelőző késő-pliocéné. Ebben a száraz-meleg környezetben a poranyag kialakulásának feltételei még inkább jelen voltak, tovább növelve ezzel a légköri por mennyiségét, a porviharok gyakoriságát és méretét, valamint a leülepedést követően a mállási folyamatok nem akadályozták meg az akkumulálódott por lösszé alakulását. Meg kell jegyezni, hogy az ekkor, hullóporból felhalmozódott és hazánk területén mai is fellelhető alsó-pleisztocén képződmények a Pécsi Márton által a típusos lösz kritériumaként felállított 12 pontnak nem minden esetben felelnek meg és ezek részben a „Dunaföldvári Formációba” lettek besorolva (Pécsi, M. 1984). A nemzetközi szakmai állásfoglalások alapján a fejlődéstörténeti és elsősorban paleoklimatológiai rekonstrukciós célokat szem előtt tartva, egy tágabb értelmezésű löszdefiniációt (Pye, K. 1995) használtam, mely szerint a következőkben tárgyalásra kerülő üledékek löszként írhatók le.

A Kárpát-medence idős löszeinek tanulmányozása szempontjából különösen érdekes feltárás (13/a. ábra) található a Villányi-hegység déli előterében, annak hegyláb felszínén, a beremendi Szőlőhegyen működő kőfejtőben (Czigány Sz. 1997).



13. ábra. (a) Rálátás a Szársomlyó déli előterében fekvő beremendi Szőlőhegy kőfejtőjére 2009-ben; (b) löszök és vöröstalajok sorozata a bányaudvar északi falában (fotó: Kovács I.P.); (c) a még el nem bontott vörösagyagtorony 2004-ben.

A mintegy 18 méter vastagságú lösz–paleotalaj sorozat jelentős eróziós hiátussal elkülönített, alsó 12 méterének rétegsora sötét sárga, rózsaszínes löszökből és vörös talajokból áll (13/b. ábra). A löszök sötétebb színe, tömörödtebb szerkezete, a benne található nagyméretű (30–40 cm átmérőjű) mészkonkréciók (14. ábra) és az egykori talajosodottabb szintek lepusztulását jelző mészfelhalmozódási szintek gyakorisága (15. ábra) a felső- és középső-pleisztocén löszökétől eltérő jelleget tükröz.

A valódi vörösagyagok kibukkanásai a karsztos mezozoos alaphegység (Nagyharsányi Mészkő Formáció) hasadékkitöltéseire korlátozódnak, melyek a ma is aktív bányászat során feltárodnak és megsemmisülnek (13/c. ábra). A vörösagyag feküjében és alsó részében a bérbaltaváriumi száraz-meleg, sivatagi környezet hatását tükröző inszolációs mészkő- és csontbreccsa (gyakori *Arvicolidae* sp. és *Muridae* sp. elemekkel) található. Közvetlen rétegtani kapcsolat a Beremenden vizsgált vörösagyagok és löszök között nincsen (Marsi I. – Koloszar L. 2004), de az üledékhiány mértéke nem egyértelmű. Azonban a hasadékkitöltések vöröses agyagai és a lösz–paleotalaj sorozat vörös taljai az ásványtani elemzések alapján korrelálhatók egymással (Dezső, J. et al. 2007), kialakulásuk pedig hasonló, környékbeli talajok vizsgálata szerint vagy a szavanna és az arid öv határán (Koloszar L. – Marsi I. 1999) vagy mediterrán klímán (Marsi I. 2000) történt.



14. ábra. A löszből kikerült nagyméretű mészkonkréciók (30–40 cm).



15. ábra. Mészfelhalmozódási szintekkel elválasztott vörös paleotalajok.

A szemcseeloszlási görbék populációi modális értékeinek fent említett eredményei alapján az akkréciós talajképződés jellemző vonásai figyelhetők meg a rétegsor vörös talajain, számottevő hullóporos szedimentációra utalva a löszképződési időszakok szüneteiben is. Az idős löszök és paleotalajok kialakulásának körülményei ezek alapján nem különbözhetek nagyban egymástól. A kora-pleisztocénből ismert kismértékű éghajlati kilengések (Zubakov, V.A. – Borzenkova, I.I. 1990) nem teremtettek egymástól jelentősen eltérő üledékképződési környezetet.

Az elkülönített üledékpulációk durvaszemcsés komponense a vörösayagokéhoz hasonlóan a lokális kifúvási terület anyagából származtatható (Újvári, G. et al. 2008). A folyók, ártereken lerakott Alpokból és a Kárpátokból lehordott anyagából és a helyi eredetű felső-miocén laza, konszolidálatlan üledékekből a kora-pleisztocén száraz-meleg szakaszában nagy mennyiségű port fújt ki a szél. A kőzetliszt méretű szemcsék kialakulásában a szélmarás és további folyamatok (pl. sókristály növekedéses és inszolációs aprózódás) is szerepet játszottak. A finomszemcsés üledékpuláció esetében szintén a vörösayagoknál tárgyalt forrásterületek jöhetnek számításba, a részarányának megnövekedése a vörös talajok esetében szintén a lecsökkenő szedimentációs ráta következtében alakult ki, de a mállási folyamatoknak a jelentősége sokkal kevésbé van jelen. A kora-pleisztocén meleg-arid és meleg-

szubhumid szakaszainak váltakozása figyelhető meg a rétegsorban, ezt később Varga, A. et al. (2011) molluszka, ásványtani és geokémiai elemzései is megerősítették.

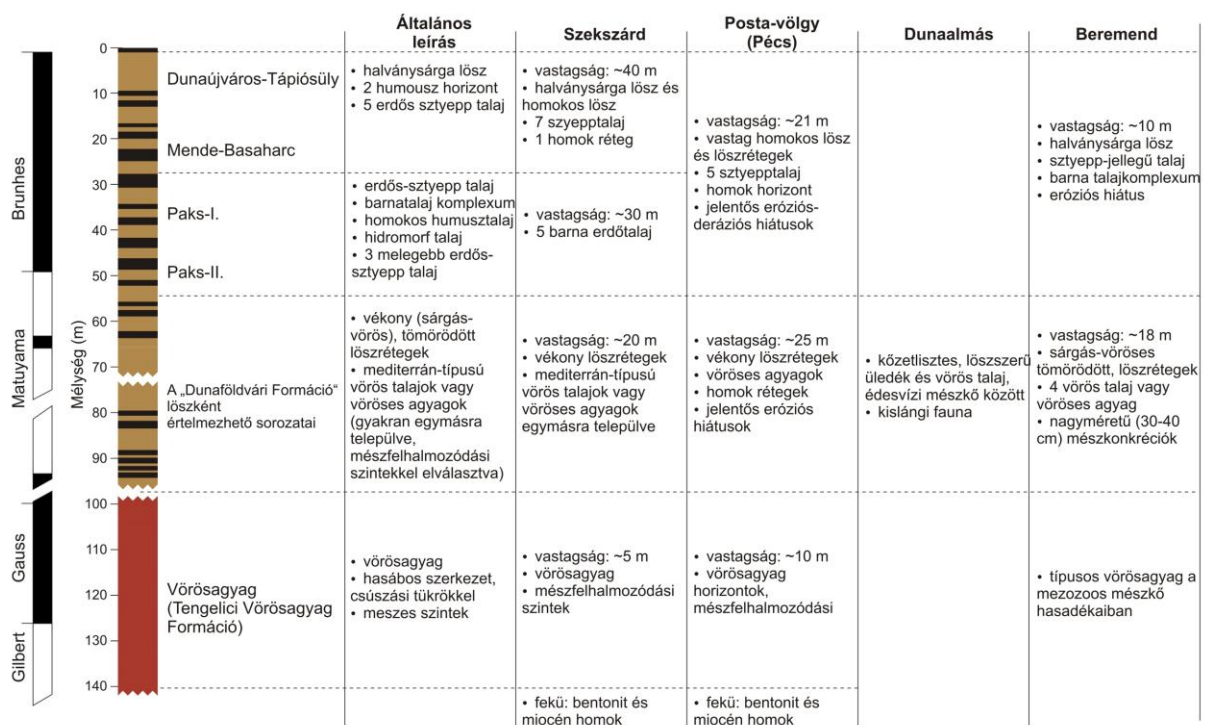
A Kárpát-medence területéről a korábbi kutatások során is írtak le már idős, alsó-pleisztocén löszöket, melyek a fejlődéstörténeti és paleoklimatológiai értelmezése eddig nem történt meg. Fúrásokból ismerjük ezeknek a rétegsoroknak a többségét, ilyen például a szekszárdi több mint 90 méter vastagságú löszsorozat, melyet 18 paleotalaj tagol, és az alsó 35–40 méternyi szakasza a Brunhes–Matuyama paleomágneses határ alatt található, feküjében vörösgyaggal (Pécsi, M. – Schweitzer, F. 1995).

A Mecsek völgyközi hátakkal tagolt, lösszel fedett hegyláb felszínén, tengerszintfeletti 215 m-ről kiindulva 60 méteres mélységű talajmechanikai fúrás tárta fel a Posta-völgy tanulságos rétegsorát (Pécsi M. et al. 1987, 1988; Pécsi, M. – Schweitzer, F. 1993). A szelvény alsóbb részeit szinte egymásra települő barnásvörös talajok képezik, melyeket csupán mészfelhalmozódási szintjeik és vékony löszhorizontok választanak el egymástól. A számos beazonosított eróziós és deráziós hiátus miatt az elvégzett paleomágneses mérések eredményeinek értelmezése bizonytalan. A ~20 méteres mélységben mért fordított mágnesezettséget korábban a Blake-eseménnyel (125 ka BP) azonosították, azonban nem valószínű, hogy az utolsó interglaciális óta eltelt időben ilyen nagy vastagságú lösz-őstalaj sorozat képződhetett itt. 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 a geomorfológiai szintek alapján 80–100 m süllyedést jelent, mely 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 korábban gondolták (Fábián Sz. Á. et al. 2005).

Dunaalmás községtől ~2 km-re délre, 280 m-es tengerszint feletti magasságban, az Almási-hegy kőfejtőjében 3 méter vastagságú édesvízi mészkövek között települő vörösbarna talaj és löszös, kisémlős maradványokat tartalmazó horizont található. A rétegek településéből következik, hogy a fauna keveredés mentes, és Jánossy D. (1979) meghatározása szerint kislángiumi, ezt a kort paleomágneses adatok is megerősítik (Pécsi, M. – Schweitzer, F. 1995).

Összességében megállapítható, hogy a Kárpát-medence területén, a kora-pleisztocén során a porhullások intenzívebbé váltak és a leülepedés utáni mállási folyamatok gyengültek,

ezért löszök képződhetnek. Az idős löszös képződmények rétegsora nem teljes, üledékképződési szünetekkel, továbbá jelentős eróziós és deráziós hiátusokkal terhelt. Abszolút és numerikus koradatokkal nem rendelkezünk képződésük pontos idejéről, azonban a geomorfológiai és relatív rétegtani helyzetük alátámasztják az idős kort. Jellemükről egységesen megállapítható a fiatal, ténylegesen jégkorszakok glaciálisaihoz köthető löszökhöz képest a sötétebb szín, a tömörödtebb szerkezet, a nagyobb méretű mészkonkréciók jelenléte és a vékonyabb rétegekben történő település. Az idős löszeinket általában vörös talajok (vagy vöröses agyagok) tagolják, melyek gyakran egymásra települnek, csupán mészfelhalmozódási szintjeikkel különböznek el egymástól (16. ábra).

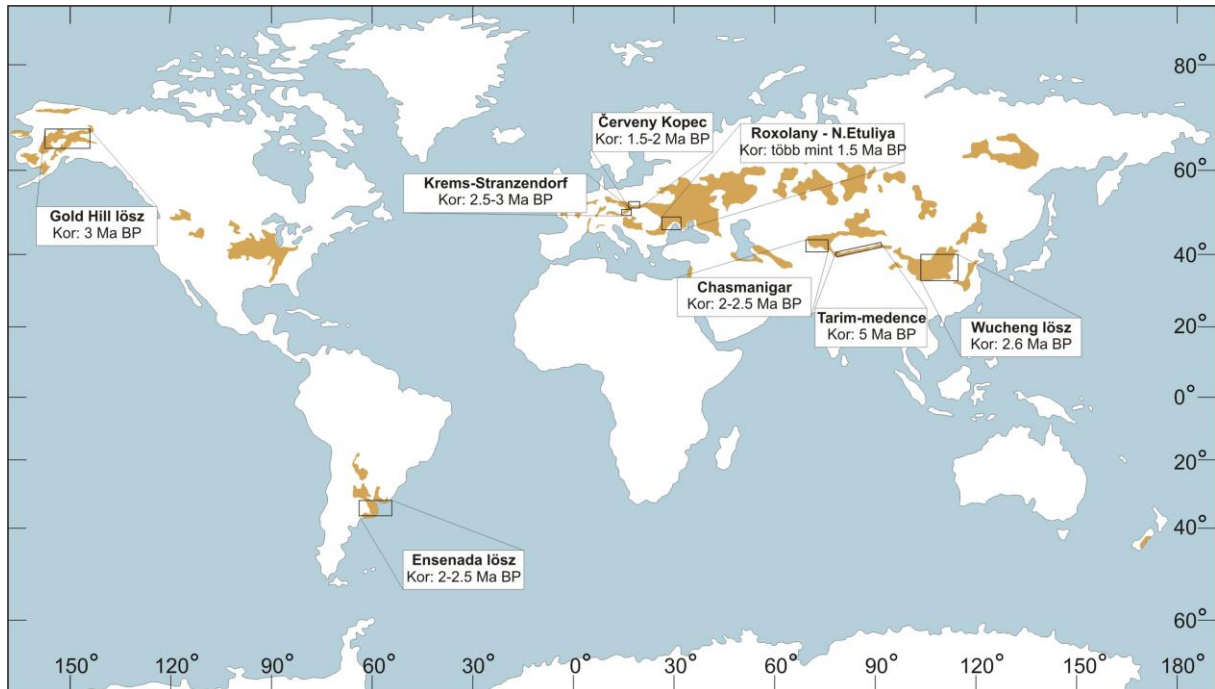


16. ábra. A magyarországi vörösayag–lösz–paleotalaj sorozatának elvi rétegoszlopa és az idős löszprofilok jellemző tulajdonságai.

5.2.3. A hazai és a világ pliocén–alsó-pleisztocén hullóporos eredetű üledékeinek összehasonlítása

A Kárpát-medence területén található plio–pleisztocén vörösayag–lösz–paleotalaj sorozatok teljes egészükben nem tanulmányozhatók egy feltáráson vagy fúráson belül, megnehezítve ezzel – az idős korból adódó kormeghatározási problémák miatt is – a korrekt datálást. Ismerünk azonban szerte a Földről csaknem teljes rétegsorral jellemezhető hullóporos sorozatokat,

melyek hasonló szedimentológiai bélyegekkel és települési jellemzőkkel rendelkeznek. Hazai üledékeink e rétegsorokkal történő összevetése lehetőséget teremthet a kialakulásukat befolyásoló globális hatótényezők és környezeti folyamatok azonosítására (17. ábra).



17. ábra. A világ legidősebb löszfeltárásainak sematikus térképe (Pécsi, M. 1990 és Muhs, D.R. – Bettis, E.A. 2003 alapján, módosítva).

A Kínában a Sárga-folyó középső szakaszán, a Lőszfennsík területén ~450 000 km²-nyi területet borít a néhol akár 300–400 méter vastagságú lösz (Liu, T.S. et al. 1985). A plio–pleisztocén határ környékén, északi félteke eljegesedésének a kezdetén, a megerősödő téli monszun és a Tibet-fennsík emelkedésének kontinentalitást fokozó hatására a belső sivatagi területekről légkörbe kerülő por mennyisége megnőtt, löszképződéshez vezetve (Ding, Z.L. et al. 2000), mely folyamat egyes térségekben ma is folytatódik (An, Z. et al. 1991). A litológiai és koradatok alapján öt fő sorozatba oszthatjuk a képződményeket: ezek a Potou, a Malan, a Felső- és Alsó-Lishi és a Wucheng löszök. Az utolsó két csoportot sorolhatjuk az idős löszök közé, melyek sötétebb színe, tömörödtebb szerkezete és kisebb rétegvastagsága eltér a fiatalabbakétól (Liu, T.S. et al. 1985). A rétegsorok feküjét általában hullóporos eredetű vörösgyag képezi (Ding, Z.L. et al. 1997, 1998; Lu, H. et al. 2001; Sun, D. 2004; Yang, S.L. – Ding, Z.L. 2004). A vörösgyagok képződésekor elkezdődő mérsékelt hullóporos szedimentáció egyre fokozódó folytatásának tekinthetjük a löszsorozatot, melynek kialakulásában a megerősödő északnyugati szelek és a gyengülő talajosodási folyamatok együttesen ját-

szottak szerepet (Ding, Z.L. et al. 1997; An, Z. 2000). A Kínai Lössfennsík vörösgyag–löss–paleotalaj sorozatai alapján, a porhullások a régióban legalább 7,2 millió éve jelentősek és mintegy 2,6 millió évtől kezdve löszök kialakulásához is elegendővé vált a porfelhalmozódás mértéke (Sun, D. et al. 1998). A Csendes-óceán északi medencéjében mélyített ODP 885/886-jelű fúrás eolikus eredetű üledékeinek adatai alapján rekonstruált felhalmozódási sebesség hasonló jelleget mutat, jelezvén ezzel az ázsiai kontinens belső területeinek megnövekedő porkibocsátását (Rea, D.K. – Hovan, S.A. 1995; Rea, D.K. et al. 1998; Liu, T.S. et al. 1999; Sun, Y. et al. 2006a).

A Kínai Lössfennsík alapanyagát képező lösz egyik legfontosabb forrásterületének a Takla-Makán sivatagot tartják (Liu, T.S. et al. 1985). Korábbi vizsgálatok szerint a középső-pleisztocénben (Zhu, Z. 1981) alakult ki a Tarim-medencében fekvő sivatag, újabb adatok szerint azonban ez a kor jelentősen alulbecsült és feltehetően már a késő-miocén óta számolhatunk a Takla-Makánból kifújó porral (Dong, G. et al. 1991; Zheng, H. et al. 2000). A szél által légkörbe juttatott kőzetliszt méretű szemcsék helyi felhalmozódásával képződött üledékeket a medence déli peremén található ~5000 méter vastagságú molasszos rétegsorok képviselik. A löszös képződmények vékony sávokban és lencseszerűen települnek a homokkő, homokos agyagkő és konglomerátum rétegek közé. Az Artux és Xiyu Formáció idős löszeinek szemcseeloszlása megegyező a típusos pleisztocén Xinjiang Löss granulometriai jellemzőivel (Zheng, H. et al. 2003). A térség üledékeit a Lössfennsík vörösgyagával korrelálhatjuk, melynek poranyaga részben innen származtatható. A Tarim-medencében a porforrás-terület közelsége és a szárazabb klíma hatására a porfelhalmozódás löszképződéshez vezetett.

A kínai területek után Belső-Ázsiában, Tádzsikisztánban található a legteljesebb löszsorozatokat (Dodonov, A.E. 1979, 1984; Dodonov, A.E. – Baiguzina, L.L. 1995; Ding, Z.L. 2002). Amíg a kínai rétegsorok a kelet-ázsiai monszun intenzitását tükrözik, addig a tádzsik löszök és paleotalajok sorozatát a változó nyugatias áramlások szabályozzák. A pleisztocén meleg periódusaiban a csapadékot a mediterrán ciklonok szállították, talajképződéshez vezetve. A glaciálisok idején a megerősödő északi magasnyomású térségek felől áramló levegő blokkolta a nedves, nyugatias áramlások térségbe történő belépését, így a felhalmozódott poranyag lösszé alakult (Dodonov, A.E. – Baiguzina, L.L. 1995). A legteljesebb, chasmanigari és karamaydani lösz–paleotalaj sorozatok a lokális nedves és száraz intervallumok váltakozását tükrözik. A paleomágneses, az őslénytani és mikromorfológiai adatok, illetve a vezérszintek kínai löszökkel történő korrelációja alapján megállapítható, hogy a porfelhalmozódás és a löszképződés mintegy 2–2,5 millió évvel ezelőtt kezdődhetett (Dodonov,

A.E. 1984; Forsten, A. – Sharapov, S. 2000). Chasmanigar 180–200 méteres rétegsorának felső része 3–12 méter vastagságú löszökből és 10 jól fejlett paleotalajból áll, ezzel szemben a szelvény alsó részének vörös talajai vékony löszsávokkal vagy mindössze mészfelhalmozódási szintekkel vannak elválasztva egymástól. Az idős képződmények sorozatai a kínai Wucheng löszökkel mutatnak hasonlóságot (Bronger, A. 2003; Dodonov, A.E. 2005).

Az eddig tárgyalt területekétől eltérő földrajzi környezetben települnek az alaszakai, Tanana és a Yukon folyók völgyében felhalmozódott Gold Hill Löss Formáció felsőkainozoos kőzetlisztes, hullóporos eredetű üledékei (Péwé, T.L. 1951). A magas földrajzi szélesség ellenére ez a terület a pleisztocén során nem volt eljegesedve (Brigham-Grette, J. – Carter, L.D. 1992). Mivel a löszsorozat a vulkanikusan aktív Aleut-szigetívhez és a Wrangell-hegységhez közel található, számos tefrahorizont tagolja a rétegsorokat, melyek hasadásnyom-módszerrel történt kormeghatározása alapján az idős kor alátámasztást nyert: a lösz fekéje fölött 11 méterrel települő PA tefra kora 2,02 Ma BP (Westgate, J.A. et al. 2003). A fosszilis talajok és tefrák idős korára vonatkozóan a kanadai Klondike-fennsík feltárásainak részletes elemzése során több más tanulmányban is beszámolnak (Tarnocai, C. – Schweger, C.E. 1991; Sandhu, A.S. et al 2000). A porfelhalmozódás sebessége kisebb az eddig tárgyalt feltárásokénál. A 30–40 méter vastagságú alaszakai löszök képződése a paleomágneses és tefrokronológiai adatok alapján ~3 millió évvel ezelőtt kezdődhetett (Westgate, J.A. et al. 1990; Beget, J.E. 1996; Beget, J.E. et al. 2008). 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.

Az Egyesült Államok ÉNy-i részén az egykori jégperemi Missoula-tó kataklizmaszerű áradásai az Eureka-síkságot periodikusan újra és újra finomszemcsés törmelékkel borították be, ezt a poranyagot a szél tovább szállította és ~50 000 km²-nyi területen halmozta fel, melyből a Palouse Löss Formáció képződött (McDonald, E.V. – Busacca, A.J. 1998; Sweeney, M.R. 2004, 2005, 2007). Busacca, A.J. (1989, 1991) szerint a Washington, Oregon és Idaho államokat fedő löszsorozatok képződése mintegy 2 millió évvel ezelőtt kezdődhetett.

Dél-Amerikában a plio–pleisztocén hullóporos eredetű üledékek közel 1 millió km²-nyi területet fednek (Iriondo, M.H. 1997). Az eolikus szedimentáció ~10 millió évvel ezelőtt vette kezdetét, azonban a felhalmozódó porból a környezeti viszonyok miatt nem lösz, hanem csupán lösszerű üledékek képződtek (Zárate, M.A. 2003). A Mar del Plata tengerparti, függőleges partfalak vörös színű, kőzetlisztes-agyagos, mészkonkréciós rétegei a vörösayagokkal

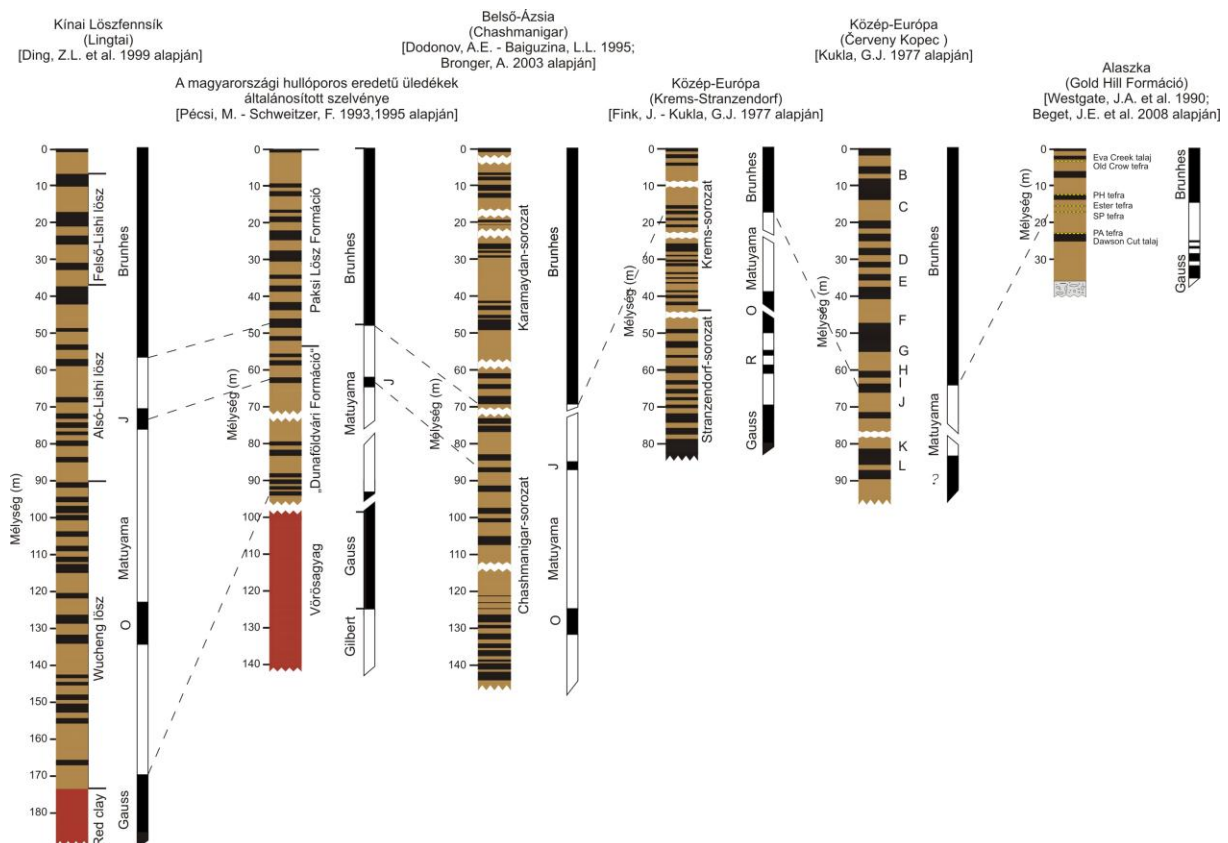
mutatnak rokonságot. Nagy mennyiségű paleontológiai lelet került ki az üledékekből (Vizcaíno, S.F. et al. 2004), melyek alapján a kora mintegy 3,3–3,5 millió évre tehető. Kemp, R.A. – Zárate, M.A. (2000) és Zárate, M.A. et al. (2002) szerint a pliocén végi rétegsorok tagjait nehéz elkülöníteni egymástól, mert a talajosodott, agyagosabb rétegek egymásra települnek, vagy csak vékonyabb löszös horizontok választják el őket egymástól. Rabassa, J. (2005) és Rabassa, J. – Coronato, A. (2009) szerint Patagónia éghajlata 2,5 millió évvel ezelőtt hidegebb és szárazabb lett, lehetőséget teremtve a löszképződésre. Az Ensenada Formáció löszös és vörös paleotalajos rétegei Bidegain, J.C. et al. (2009) szerint valószínűleg a legidősebb dél-amerikai löszképződmények.

Hazánkhoz közeli területekről is ismertek kora-pleisztocénből származó löszsorozatok. Az ausztriai Krems és a csehországi Červený Kopec rétegsorai tekinthetők a régió legidősebb löszeinek (Kukla, G.J. – Cílek, V. 1996). A Brunhes–Matuyama paleomágneses határ a kremsi feltárásban a KR4 és KR5 talajok között, a szelvény felső részében található, míg az alsó három mediterrán-jellegű vörös talaj már a Gauss időszak mágnesezettségét mutatja. A stranzedorfi fúrások adataival kiegészítve a lösz–paleotalaj sorozat 2,5–3 millió év éghajlati változásait tükrözi (Fink, J. – Kukla, G.J. 1977; Rabeder, G. 1981). A Červený Kopec üledékei a Svrtka folyó öt teraszát fedik, 11 glaciális ciklus klímátörténetéről nyújtva információkat (Kukla, G.J. 1978; Zeman, A. 1992; Kis, É. et al. 2011).

Az Al-Duna és a Dnyeszter idős teraszait fedő löszképződmények a Fekete-tenger nyugati régiójának kora-pleisztocén ökoszisztémái változásait és porfelhalmozódási történetét archiválták (Veklich, M.F. 1979; Gendler, T.S. et al. 2006). A XII. számú Duna terasz Kharpovi-faunája legalább 2,5 millió éves kort jelöl (Nikiforova, K.V. 1997). Roxolany és Novaya Etuliya rétegsorainak képződése több mint 1,5 millió évvel ezelőtt kezdődött (Tsatskin, A. et al. 2001). A löszök fekéjében található vörös talajokkal tagolt szubaerikus rétegek, alsóbb részeiken vörösgyaggal, szintén hullóporból képződtek. A B/M határ alatt hat lösz–paleotalaj pár települ a Novaya Etuliya-sorozatban (Faustov, S.S. 2009). A löszsorozat alsó, mediterrán vörös talajait felfelé erdei, erdős-sztyepp, majd csernozjom talajok váltják, jelezvén ezzel az éghajlat 4,6 millió évtől a holocénig tartó szakaszos szárazodását.

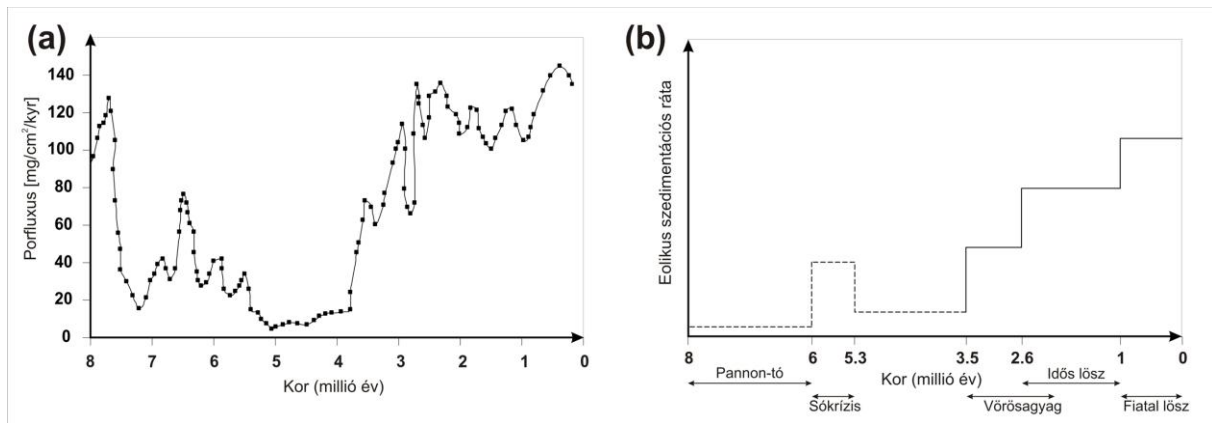
A fent tárgyalt idős hullóporos eredetű üledéksorozatok jellemzői alapján számos közös sztratigráfiai és szedimentológiai tulajdonság állapítható meg (18. ábra). A sötétebb (vöröses, rózsaszínes) szín, a tömörödöttebb szerkezet, a vékonyabb vastagságú löszrétegekkel elválasztott vagy gyakran egymásra települő vörös paleotalajok (vöröses agyagok), a nagyméretű mészkonkréciók és a mészfelhalmozódási szintek gyakorisága jelentősen eltérnek a fiatal,

középső- és felső-pleisztocén típusos löszsorozatok jellemzőitől. Az idős löszök esetében gyakran megfigyelhető még, hogy a feküjüket – szintén eolikus eredetű – vörösayagok képezik, hangsúlyozva ezzel a már korábbi időszakokban is domináns hullóporos szedimentáció szerepét.



18. ábra. A plio–pleisztocén löszsorozatok korrelációja.

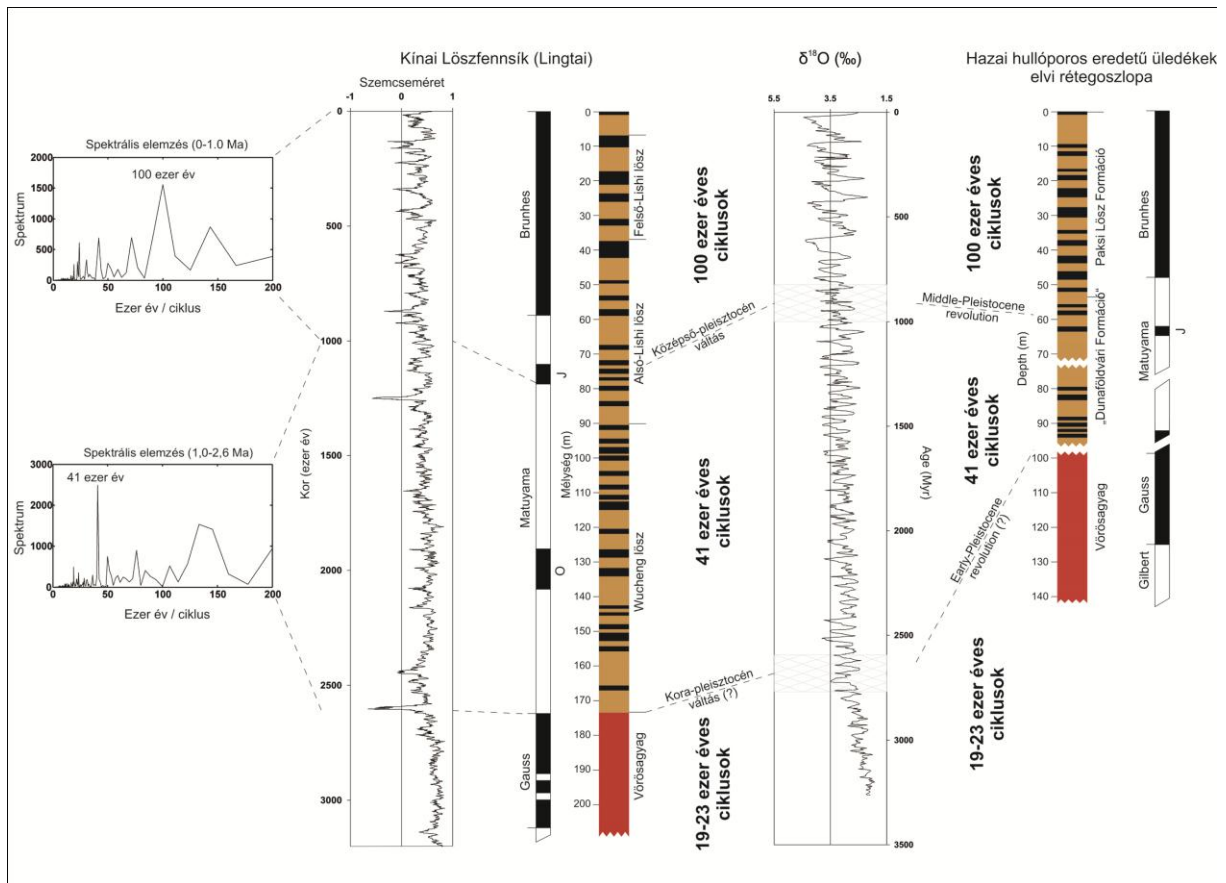
Az idős löszök képződésének kezdete a pliocén és pleisztocén határára, mintegy 2,6 millió évre tehető a legteljesebb, kínai sorozatok és mélytengeri üledékek alapján. A korábbi, vörösayag-képző pliocén meleg-nedves éghajlatának alacsonyabb légköri porkoncentrációjának a megnövekedése és a leülepedés utáni mállási, talajosodási folyamatok mértékének lecsökkenése egybeesik az északi félteke eljegesedésének kezdetével és a szárazabb klímatiság állapotok megjelenésével. Hasonló üledékképződési szakaszok jellemzőek a Kárpát-medencére is, ahol az alacsony hullóporos szedimentációs rátát tükröző vörösayagok képződését követően a meleg-száraz és – ténylegesen jégkorszaki – hideg-száraz klímaperiódusokhoz köthető intenzívebb porfelhalmozódást tükröző löszök alakultak ki (19. ábra).



19. ábra. (a) A porfluxus alakulása a Csendes-óceán északi medencéjében (adatok forrása: Rea, D.K. et al. 1998); (b) Az eolikus szedimentáció sematikus modellje a Kárpát-medencében (szaggatott vonal: feltételezett; folytonos vonal: hullóporos eredetű üledékek alapján rekonstruált).

A mélytengeri üledékek és a löszsorozatok spektrális elemzésével a Föld pályaelemeinek szekuláris váltakozására jellemző értékek figyelhetők meg. A pliocén végén az üledékek spektrális elemzése során elsősorban a 19–23 ezer éves precessziós ciklusok a meghatározóak, melyeket 2,6–1 Ma BP között felváltanak a 41 ezer éves váltakozások, majd 1 millió évtől a 100 ezer éves ciklicitás lesz a jellemző (Raymo, M.E. et al. 1997; Liu, T.S. et al. 1999; deMenocal, P.B. 2004; Lisiecki, L. – Raymo, M.E. 2005, 2007). Ez a ciklicitás érhető nyomon feltehetőleg a Kárpát-medence idős, alsó-pleisztocén löszsorozatok vékonyabb, egymást gyakran váltó rétegtani egységeinek, és az utolsó 1 millió év vastag löszrétegeinek és jól fejlett talajainak váltakozásában (20. ábra). Hasonló periodicitást a hazai folyóvízi üledékek esetében már sikerült azonosítani (Nádor, A. et al. 2003).

A löszképződés plio–pleisztocén határ környéki kezdete egybeesik az északi félteke eljegesedésének kezdetével. Ugyanakkor ebben az időszakban gyorsult fel több nagytérségben is a hegységképződés [Tibeti-fennsík – (Ruddiman, W.F. – Kutzbach, J.E. 1989); Közép-Ázsia hegyláncai – (Bullen, M.E. et al. 2001); Alpok – (Kuhleemann, J. et al. 2002); Alaszkai-hegység – (Fitzgerald, P.G. et al. 1993); Andok – (Jordan, T.E. et al. 1983; Strecker, M.R. et al. 1989)]. Az ok-okozati viszony a löszképződéshez szükséges poranyag kialakulása, az éghajlati változások és a orogén folyamatok felgyorsulása között vitákkal terhelt (Molnar, P. – England, P. 1990; Hay, W.W. et al. 2002; Kuhleemann, J. et al. 2002; Whipple, K.X. 2009).



20. ábra. Kínai lössorozatok spektrális elemzése és lehetséges korrelációja mélytengeri üledékek $\delta^{18}\text{O}$ adatso-
rával és a hazai hullóporos rétegsorokkal (adatok forrása: Ding, Z.L. et al. 1999; Lisiecki, L. – Raymo, M.E.
2005).

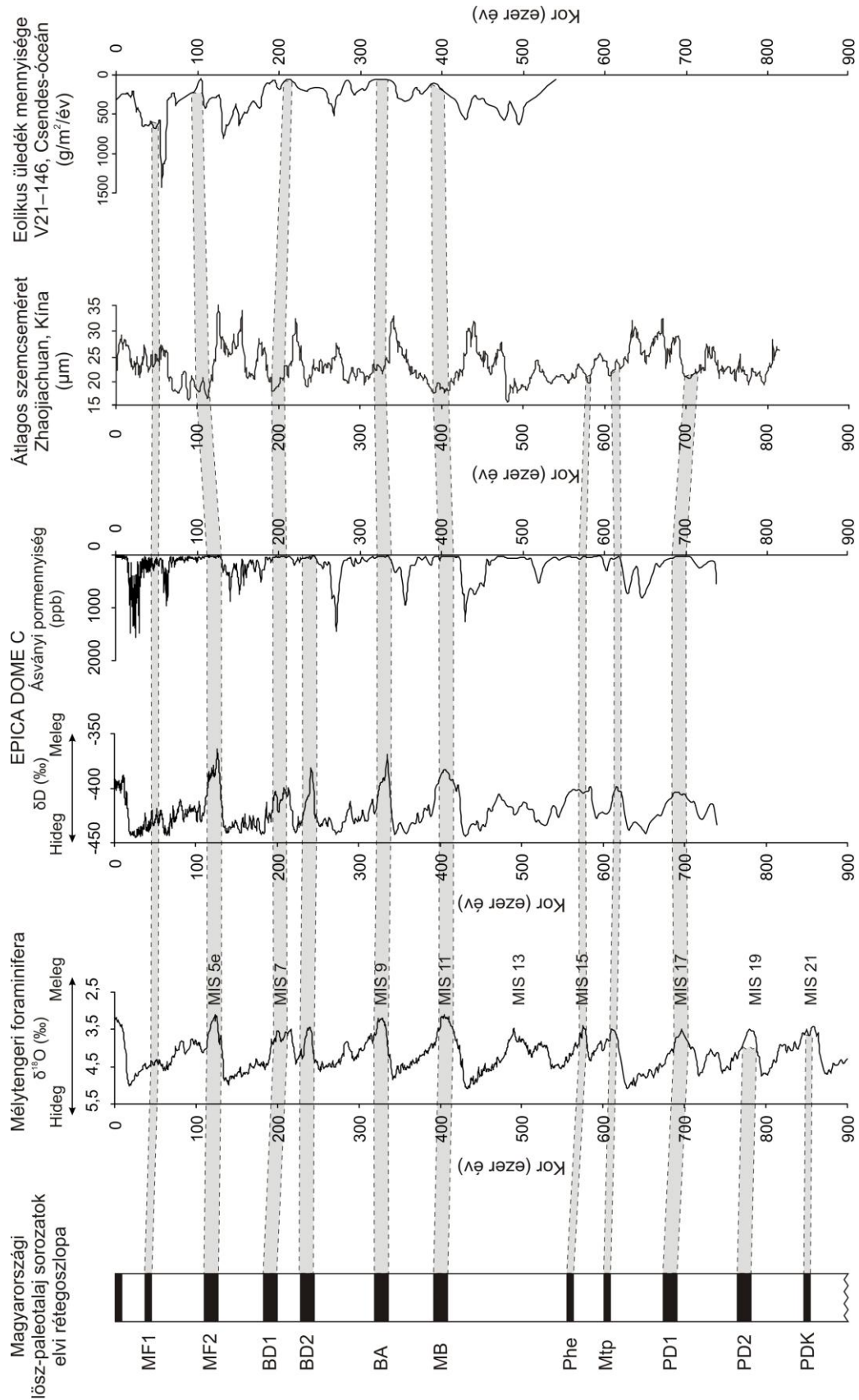
5.3. Késő-pleisztocén porviszonyok a Kárpát-medencében

A foltszerűen megtalálható alsó-pleisztocén löszökkel ellentétben, hazánk területét nagy vastagságban, kiterjedt területeken fedik a középső- és felső-pleisztocén lösz-paleotalaj sorozatok. A rétegsorok folytonossága és a több mint 100 évre visszamenő kutatástörténetük során szerzett adatokból szerkesztett általánosított szelvények révén ezek az összletek az egykori porhullásos epizódok pontosabb megismerhetőségét teszik lehetővé. Különösképpen igaz ez az egyre pontosabb koradatokkal rendelkező felső-pleisztocén löszökre.

Az eolikus por mennyiségének rekonstruálása során többféle mérőszámmal találkozhatunk a szakirodalomban. A szedimentációs ráta vagy a porfluxus értéke tájékoztatást nyújt ugyan a poranyag felhalmozódásának sebességéről, azonban a légkörben tartózkodó porról nem. A szemcseeloszlási eredményeket rétegtani adatokkal kiegészítve a légköri por mennyiségének pontosabb megismerése válik lehetővé (Varga Gy. megjelenés alatt-b; bírálat alatt). A dolgozatban emiatt kerül tárgyalásra a porkoncentráció meghatározásának lehetősége.

Az üledékpulációk közül az állandó háttérpor adatai kerültek felhasználásra az átlagos porkoncentráció számításakor. Az epizodikus porviharok gyakoriságáról megbízható adatokkal nem rendelkezünk, illetve a nagyobb méretű szemcsék rövidebb légköri tartózkodási ideje és a leülepedés utáni gyakori újraerodálódása, reszuszpendálódása is nehezíti a számításokat.

Az utóbbi évek méréstechnológiai fejlődése, valamint referenciagörbékkel történő korrelációk következtében a felső-pleisztocén löszsorozatok koradatai egyre megbízhatóbbá váltak. A Kárpát-medence lösz-paleotalaj sorozatának mélytengeri mészvázások és antarktiszi jégmagok izotópgörbéivel való korrelációja lehetőséget teremt a bizonytalan abszolút koradatok mellett is a korrekt datálásra (Gábris, Gy. 2007). A párhuzamosítás révén képet szerezhettünk a hullóporos szedimentáció folyamatáról. Az antarktiszi jégmagokban található poranyag mennyisége és a löszminták szemcsemérete egyaránt jó összhangban áll a paleohőmérsékleti görbék adatsoraival (21. ábra).



21. ábra. Hazai lösz-paleotálaj sorozatok korrelációs lehetősége mélytengeri üledékek, antarktiszi jégmagok paleohőmérsékleti és pormennyiség göbéivel, kínai löszök átlagos szemcseméretével és csendes-óceáni mélytengeri üledékekkel. (Adatok forrása: Pécsi, M. – Schweitzer, F. 1995; Gábris, Gy. 2007; Lisiecki, L. – Raymo, M.E. 2005; EPICA community members 2004; Sun, Y. et al. 2006b; Rea, D.K. et al. 1998).

A hideg időszakok monoton hőmérsékletcsökkenését gyors, határozott váltással követik az intenzív felmelegedési periódusok. Ez az aszimmetria megfigyelhető az eolikus szedimentációban is: a jégtakarókon a legtöbb ásványi por közvetlenül a meleg időszakok előtt halmozódott fel, illetve a löszképződés is közvetlenül a talajosodási ciklusok előtt érte el a tetőpontját. A melegebb szakaszokból származó jégmintákban az oldhatatlan, terresztrikus eredetű komponensek részaránya csaknem nullára csökkent, a löszterületeinken pedig talajok képződtek. A Kárpát-medence középső- és felső-pleisztocén, fiatal paleotalajainak képződésében – az idős löszöket tagoló vörös paleotalajokkal ellentétben – a porhullások szerepe a granulometriai adatok alapján jelentéktelen volt, a talajok a fekvükben található löszökből alakultak ki.

Jelenlegi ismereteink szerint az interglaciálisok, interstadiálisok alatt a maitól kevésbé eltérő légköri porkoncentrációval lehet számolni. A lehülési szakaszokban azonban a por mennyisége a hullóporos eredetű üledékek tanúbizonysága szerint jelentősen megnőtt. A közepes földrajzi szélességeken kialakult koncentrációnövekedés oly mértékű volt, hogy a számítógépes modellek az utolsó glaciális maximum idejére vonatkozóan számottevően alulbecsülik azt (Mahowald, N. et al. 2006). Ezek a számítógépes kísérletek a jelenlegi megfigyelési adatokon alapulnak, elsősorban a meleg, arid-szemiarid porforrásterületek preferálásával. A pleisztocén során azonban a domináns lehordási térségek a hideg-száraz régiók voltak.

A légköri por mennyisége rétegtani adatokból határozható meg. A fenti korrelációt bemutató ábra ellenére a középső-pleisztocén löszök koradatai nem tekinthetők kellően pontosnak a további számítások elvégzéséhez, ezért számoltam csupán a felső-pleisztocén sorozatok adataiból.

A löszösszletek rétegvastagságának és az adott réteg poranyaga felhalmozódása időtartamának a hányadosából számított szedimentációs ráta (SR) értéke a por mennyiségével egyenesen arányos:

$$SR \text{ [mm/a]} = \text{rétegvastagság} / \text{porfelhalmozódás időtartama.} \quad (3)$$

A poranyag lerakódás utáni kompaktációjából és a képződött lösz porozitásából adódó pontatlanságot a szedimentációs ráta és az üledék sűrűségének szorzatából számított porfluxus (DF) érték használatával küszöbölhetjük ki:

$$DF [g/m^2/a] = SR \times \rho, \quad (4)$$

ahol a sűrűség (ρ) értékeként egységesen $1,5 \text{ g/cm}^3$ -rel számoltam.

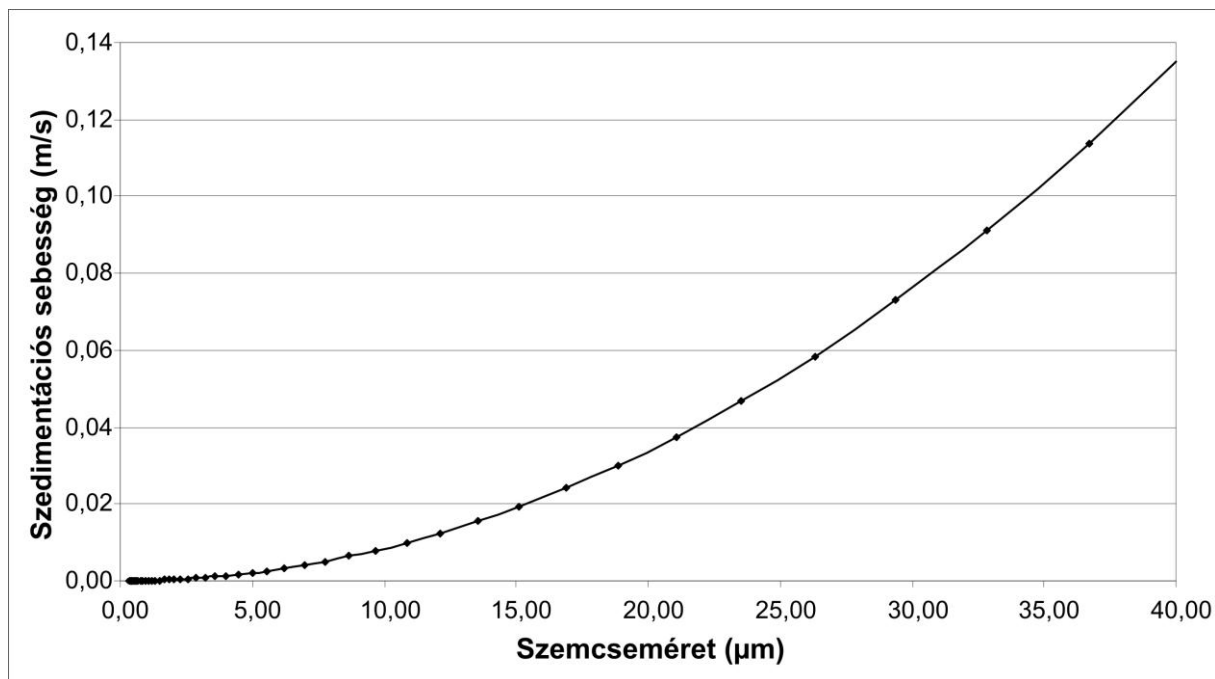
A porkoncentrációt alapvetően az ásványi por mennyisége mellett a szemcsemérettől függő leülepedési idő határozza meg (22. ábra). A pleisztocén löszképződéskor uralkodó arid klíma a száraz ülepedési folyamatoknak kedvezett, így az ismert szemcseméret függvényében a szedimentációs sebesség (v_s), gömb alakú $1\mu\text{m}$ -nél nagyobb (döntően kvarc-) szemcséket feltételezve a Stokes-törvény szerint számítható:

$$v_s = \frac{d^2 \times \rho \times g}{18 \times \eta}, \quad (5)$$

ahol d a részecske átmérője, ρ a sűrűsége (kvarc: $2,65 \text{ g/cm}^3$), g a nehézségi gyorsulás, η pedig a levegő dinamikus viszkozitási együtthatója. Adott üledékpuláció jellemző szemcsemérete (d) a 62 mérési csatorna adatai alapján számítható:

$$d = \frac{\sum_{i=1}^{62} x_i \times m_i}{\sum_{i=1}^{62} m_i}, \quad (6)$$

ahol d a szemcseméret, x_i a populáció i -edik mérettartománya, m_i az i -edik mérettartományba eső szemcsék tömegszázaléka. A szedimentációs sebesség meghatározásánál alkalmazott egyszerűsítések (gömbalak, kvarc szemcsék) a végső eredményt nem befolyásolják döntően.



22. ábra. A szedimentációs sebesség értékei a szemcseméret függvényében.

A légköri por koncentrációja (C) a porfluxus és az adott szemcsék légköri tartózkodási idejét meghatározó szedimentációs sebesség hányadosaként fejezhető ki:

$$C = \sum_{i=1}^{62} \frac{DF \times m_i}{\frac{x_i \times \rho \times g}{18 \times \eta}} \quad (7)$$

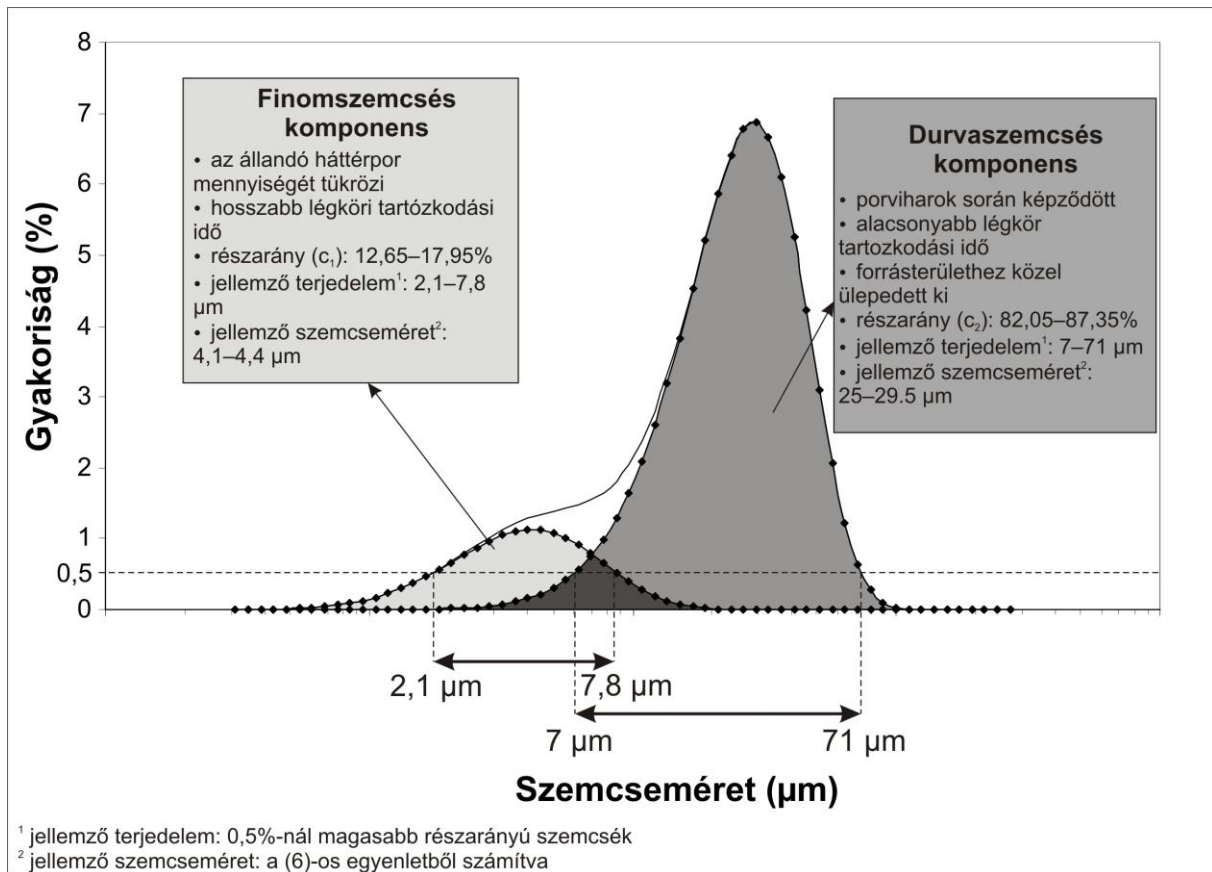
A légköri por mennyiségének meghatározásához szükséges akkumulációs adatok a számítások legbizonytalanabb tényezői. A hazai lösz–paleotalaj sorozatok nem teljesek, a különböző okokra visszavezethető lepusztulási periódusok során kialakult réteghiányok mértéke az esetek többségében nehezen meghatározható. Ebből kifolyólag a szedimentációs ráta értéke, továbbá a porfelhalmozódás mértéke még viszonylag kis területen belül is jelentős eltéréseket mutathat a geomorfológiai helyzettől függően.

A késő-pleisztocén éghajlatának sajátos, gyakori, nagy amplitúdójú kilengései az eolikus szedimentációt is befolyásolhatták. A Dansgaard-Oeschger ciklusok kimutatása hazai löszsorozatokban eddig teljes bizonyossággal még nem történt meg. Más területek hullóporos rétegsoraiban azonban a rövid távú éghajlat-módosulások üledékképződést módosító hatásai azonosításra kerültek már (Porter, S.C. 2001; Rousseau, D.D. et al. 2002). Tehát a szedimentációs ráta egyes periódusokban jelentősen lecsökkenhetett, a löszképződés feltételei a késő-

pleisztocén glaciálison belül sem voltak mindig adottak. További problémát jelentenek a nem megfelelő koradatok is, melyek valódi koránál gyakran jelentősen fiatalabbnak tüntetik fel az üledéket. A rétegtani hiátusok és a nem kellően pontos kormodellek a szedimentációs ráta alul-, illetve felülbecsléséhez vezetnek. Mindezek következtében csupán egy viszonylag hosszú időintervallumra vonatkozó átlagos porkoncentráció meghatározására nyílik lehetőség. A magyarországi felső-pleisztocén löszsorozatok magukban foglalják az utolsó interglaciális talajt, egy interstadiális paleotalajt, két humuszhorizontot és a holocén talajt: egyben ez a regionálisan jellemző sztratigráfia is (Antoine, P. et al. 2009; Buggle, B. et al. 2009; Galovic, L. et al. 2009; Novothny, Á. et al. 2009; Stevens, T. et al. 2011).

A Kárpát-medence területéről publikált nagymennyiségű koradat lehetőséget ad az átlagos szedimentációs ráta viszonylag pontos meghatározására. A korábbi munkánkban (Újvári, G. et al. 2010) elemzett 33 felső-pleisztocén löszsorozat értékei alapján a porfelhalmozódás sebessége 0,1–0,95 m/ka közé tehető, 0,23 m/ka módusszal és 0,28 m/ka átlaggal. Ehhez tartozóan a porfluxus 150–1400 g/m²/a közti értékekkel, valamint 338 g/m²/a modális és 417g/m²/a átlagos értékkel jellemezhetőek, míg az alsó és felső kvartilis között 200–500 g/m²/a-nak adódott.

A felső-pleisztocén löszeink bimodális szemcseeloszlásainak matematikailag szétválasztott durvaszemcsés (7–71 µm jellemző terjedelmű), porviharokhoz köthető üledékpopuláció és a finomszemű (2,1–7,8 µm), háttérporból származó komponens közül az utóbbiak értékeiből számoltam az átlagos porkoncentrációt (23. ábra).



23. ábra. A felső-pleisztocén löszök üledékpulációkra bontott összetett szemcseeloszlás görbéje és jellemző tulajdonságai.

A korábbiakban levezetett (7)-es egyenlet alapján számolva a $200\text{--}500\text{ g/m}^2/\text{a}$ porfluxushoz tartozó háttérpor koncentráció $1100\text{--}2750\text{ µg/m}^3$ közé helyezhető. A szemcseeloszlások kismértékű különbségei miatt $\pm 20\%$ -os eltérések továbbra is előfordulhatnak. A késő-pleisztocén fiatalabb üledékeinek (2-es Oxigén-izotóp Stádium) feltárásonkénti értékei az 5. táblázatban találhatóak. Egyes feltárások kimagasló értékei (pl. Dunaújváros, Paks) további finomrétegtani és kronológiai feldolgozás szükségességét veti fel, mely során a feltárások lineáris szedimentációs modelljét újabb adatokkal lehetne kiegészíteni. Feltehetően a lokális forrásterületek (Duna alluvium) időnként kimagasló porfelhalmozódást okozhattak, amely epizódokat a kevés adatból számított átlagok felülírtak.

5. táblázat.

OIS-2 átlagos szedimentációs ráta, porfluxus és koncentráció értékek a Kárpát-medencében (a teljes poranyag felhalmozódási adatainak forrása: Újvári, G. et al. 2010).

Hely	Teljes poranyag		Finomszemcsés populáció		
	SR [m/ka]	DF [g/m ² /a]	SR [m/ka]	DF [g/m ² /a]	C [µg/m ³]
Magyarország					
Albertirsa	0,39	587	0,05–0,07	74,3–105,4	1489–2113
Basaharc	0,23	348	0,03–0,04	44–62,5	878–1246
Bodrogkeresztúr I	0,25	381	0,03–0,04	48,2–68,4	955–1355
Csorgókút I	0,19	284	0,02–0,03	35,9–51	726–1030
Csorgókút II	0,3	453	0,04–0,05	57,3–81,3	1146–1626
Debrecen (Alföldi téglagyár)	0,16	237	0,02–0,03	30–42,5	611–867
Dunaszekeső	0,47	707	0,06–0,08	89,4–126,9	1795–2547
Dunaújváros	0,83	1238	0,1–0,15	156,6–222,2	3170–4498
Katymár	0,42	632	0,05–0,08	79,9–113,4	1604–2276
Lakitelek I	0,17	254	0,02–0,03	32,1–45,6	649–921
Látókép	0,14	212	0,02–0,03	26,8–38,1	535–759
Madaras	0,25	375	0,03–0,04	47,4–67,3	955–1355
Mende	0,51	761	0,06–0,09	96,3–136,6	1948–2764
Paks	0,95	1422	0,12–0,17	179,9–255,2	3628–5148
Ságvár	0,12	176	0,02–0,02	22,3–31,6	458–650
Süttö	0,39	584	0,05–0,07	73,9–104,8	1489–2113
Szeged-Óthalom I	0,22	332	0,03–0,04	42–59,6	840–1192
Tápiósüly	0,34	504	0,04–0,06	63,8–90,5	1298–1842
Tokaj (Kereszt-hegy II)	0,15	222	0,02–0,03	28,1–39,8	573–813
Tokaj (Patkó-bánya)	0,22	332	0,03–0,04	42–59,6	840–1192
Üveghuta-2	0,23	338	0,03–0,04	42,8–60,7	878–1246
Horvátország					
Erdut	0,14	215	0,02–0,03	27,2–38,6	535–759
Zmajevac	0,29	437	0,04–0,05	55,3–78,4	1107–1571
Szerbia					
Batajnica	0,22	329	0,03–0,04	41,6–59,1	840–1192
Crvenka	0,13	197	0,02–0,02	24,9–35,4	496–704
Irig	0,13	192	0,02–0,02	24,3–34,5	496–704
Mošorin	0,26	395	0,03–0,05	50–70,9	993–1409
Petrovaradin	0,12	174	0,02–0,02	22–31,2	458–650
Ruma	0,13	192	0,02–0,02	24,3–34,5	496–704
Stari Slankamen	0,11	168	0,01–0,02	21,3–30,2	420–596
Surduk	0,29	434	0,04–0,05	54,9–77,9	1107–1571
Susek	0,1	150	0,01–0,02	19–26,9	382–542
Titel	0,34	510	0,04–0,06	64,5–91,5	1298–1842

Ezek az értékek lényegesen nagyobbak még a mai arid–szemiarid térségek hasonló mutatóinál is, hangsúlyozva ezzel a múltbéli légköri por nagy mennyiségét és környezeti szerepének jelentőségét. A recens porviharok során megfigyelt légköri porkoncentráció azonban ezeket az értékeket is többszörösen meghaladja. Heves porkifúvások során a Negevben mérték már $23\,000\ \mu\text{g}/\text{m}^3$ (Ganor, E. – Foner, H.A. 2001), a Szaharában $13\,000\ \mu\text{g}/\text{m}^3$ (Lepple, F.K. – Brine, C.J. 1976; Gillies, J.A. et al. 1996) feletti értékeket. A Kanári-szigeteken a saharai porkitörések során elérheti a $1\,000\ \mu\text{g}/\text{m}^3$ -t is a por koncentrációja (Querol, X. et al. 2004). Kínában a Pekingben átsöprő, több ezer kilométer távolságról érkező 2000. áprilisi porvihar során $3\,900\ \mu\text{g}/\text{m}^3$ -t meghaladó volt a légkör portartalma (Zhang, X.Y. et al. 2003).

A pleisztocén során kialakuló porviharok gyakoriságáról, intenzitásáról és az egy-egy esemény során szállított por mennyiségéről nem rendelkezünk adatokkal, így ezekre vonatkozóan a becslések hibahatára túlságosan nagy lenne. A szemcsék légköri tartózkodási idejének és felhalmozódásának adataiból számítható érték állandó porviharos állapotokat feltételez, azonban a heves kifúvások feltehetően a pleisztocén során nagy gyakorisággal ugyan, de epizodikusán voltak jelen. Jelenkori megfigyelések alapján egy-egy porvihar időtartama néhány órás: Mongóliából Natsagdorj, L. et al. (2003) átlagosan 1,6–6 órás, a Takla-Makánból Yoshino, M. (1992) átlagosan 2–4 órás, Kínából általában pedig Wang, S. et al. (2005) 2 óránál rövidebb eseményekről számolnak be. Türkmenisztánban a 12 óránál hosszabb porviharok gyakorisága kevesebb, mint 3% (Orlovsky, N. – Orlovsky, L. 2001). Ebből kifolyólag csak az állandó háttérpor meghatározásának lehetősége szerepel a dolgozatban.

Az átlagos, háttérporból adódó porkoncentráció értékeket felhasználva egy további érdekes, korábbiakban nem számított környezeti viszonzszám meghatározásának a lehetősége is felmerül. A recens porviharos események során megfigyelt és megbecsült látási viszonyok empirikus összefüggéseit felhasználva megbecsülhetjük az adott múltbéli porkoncentrációhoz tartozó látótávolságot. E célból a leggyakrabban alkalmazott porkoncentráció számításhoz felhasznált egyenletekből kifejeztem ezt a mutatót:

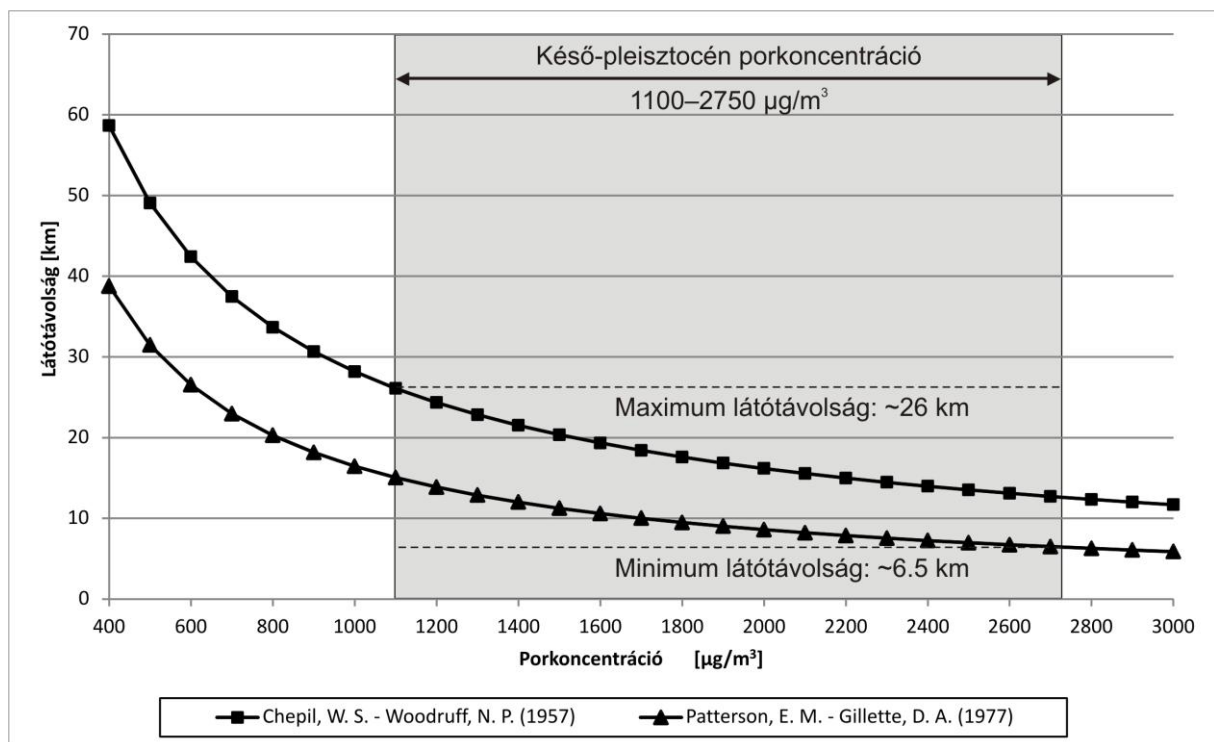
$$\text{Chepil, W.S. – Woodruff, N.P. (1957): } C = \frac{7078}{V_{is}^{1.25}} \longrightarrow V_{is} = \frac{7078}{C^{0.8}}; \quad (8-1)$$

$$\text{Patterson, E.M. – Gillette, D.A. (1977): } C = \frac{10507}{V_{is}^{1.07}} \longrightarrow V_{is} = \frac{10507}{C^{0.935}}; \quad (8-2)$$

$$\text{Tews, E.K. (1996): } C = \frac{2032}{V_{is}^{0.877}} \longrightarrow V_{is} = \frac{2032}{C^{1.14}}; \quad (8-3)$$

$$\text{Shao, Y. et al. (2003): } \left\{ \begin{array}{l} V_{is} < 3,5\text{km}: C = \frac{3802.29}{V_{is}^{0.84}} \longrightarrow V_{is} = \frac{3802.29}{C^{1.19}} \\ V_{is} \geq 3,5\text{km}: C = e^{(-0.1 \times V_{is} + 7.62)} \longrightarrow V_{is} = \frac{\ln\left(\frac{C}{e^{7.62}}\right)}{-0.11} \end{array} \right\}; \quad (8-4)$$

ahol C a porkoncentráció [$\mu\text{g}/\text{m}^3$] és V_{is} a látótávolság, kilométerben. Shao, Y. (2008) szerint az összefüggések között megfigyelhető jelentős eltérések okai a kis mennyiségű adat, a szemcseméret és a vízgőztartalom hatásai, továbbá a szubjektivitás. A (8-3)-as és (8-4)-es egyenletek eredményei rendkívüli módon alulbecsülték a látótávolság érték, még viszonylag alacsony porkoncentráció esetében is. Ezért a Chepil–Woodruff- és a Patterson–Gillette-összefüggéseket alkalmaztam a számítások során (24. ábra).



24. ábra. A késő-pleisztocén porkoncentráció és a látótávolság összefüggései.

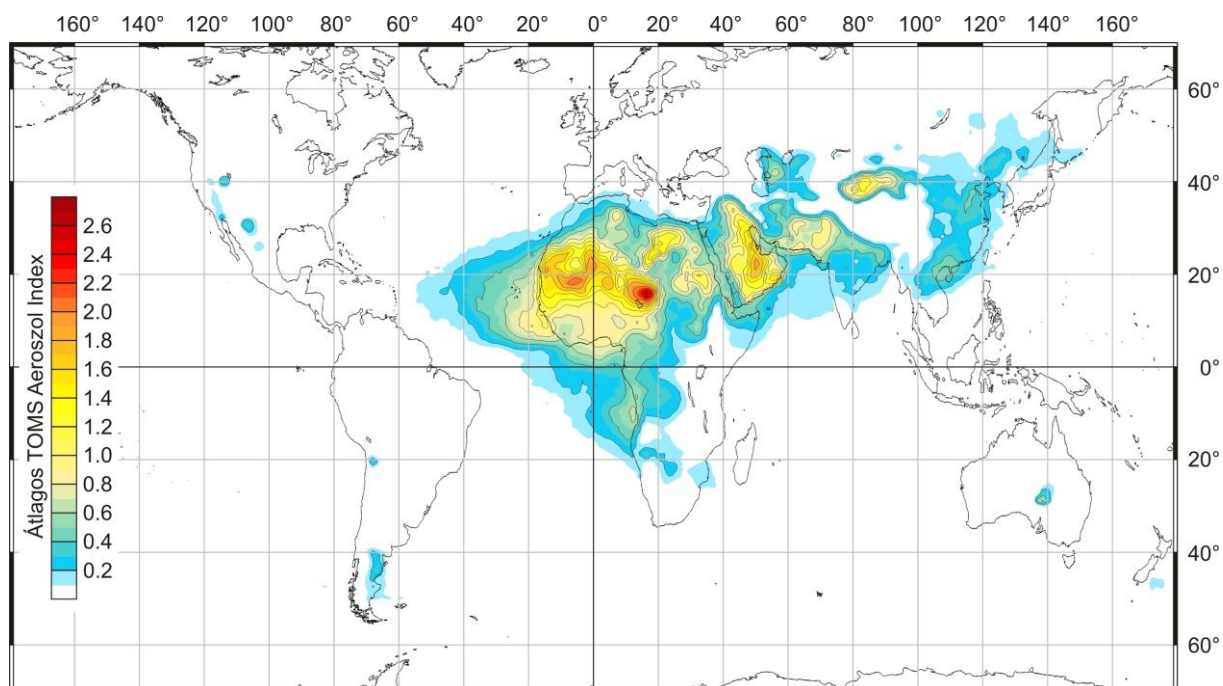
A pleisztocén során uralkodó látási viszonyok meghatározása más tudományterületek számára is érdekesek lehet. Archeológiai szempontból kifejezetten izgalmasnak tartom, hogy őseink tájékozódását, kommunikációját és vadászatát mekkora mértékben befolyásolhatta a jégkorszakokban lecsökkenő látótávolság.

5.4. Észak-afrikai eredetű por a Kárpát-medence légkörében

A Kárpát-medence hullóporos eredetű üledékei származási helyeinek tárgyalásakor több alkalommal is felmerült a helyi kifúvások és a távoli területekről származó finomszemcsés poranyag problematikája. A jelenkori éghajlati feltételek és a földrajzi környezet teljes átalakítása nem teszik lehetővé hazánk területén a porviharok gyakori kialakulását. A tavasz elején kialakuló mély ciklonok áramlási rendszerében vagy anticiklonok keleti peremén a poláris területek túlhűlt levegője heves északi, északnyugati szelekkel csap le a vegetációs időszak legelején tartó mezőgazdasági területekre, ahonnan a növényzettel való borítottság híján talajszemcséket ragadhat el. Erre kitűnő példa a 2011. április elején sokak által tapasztalt, útlezárásokat és ötven méter alá csökkenő látótávolságot eredményező por- és homokviharok sorozata.

A jövőbeli éghajlati előrejelzések által jelzett változások (Bartholy J. et al. 2008a, 2008b; Szépszó, G. – Horányi, A. 2008) feltehetően az aszályhajlam növekedésével is együtt járnak majd. Hazánkban a várhatóan melegedő klíma, a szélsőséges események gyakoriságának és az egymást követő száraz napok számának megemelkedése a talajnedvesség csökkenéséhez és szélerezózió-veszélyeztetettség növekedéséhez vezethet (Kertész Á. et al. 2001; Lóki J. 2003; Szatmári, J. 2005), emiatt mindenképpen szükséges ezeknek a helyi folyamatoknak a további vizsgálata. Azonban a múltbéli hullóporos szedimentáció fent említett problematikájának a szempontjából ezek az epizodikus, részben antropogén hatásra bekövetkező események nem tekinthetők relevánsnak.

Ezzel ellentétben a sivatagi-félsivatagi, emberi tevékenység nyomaitól kevésbé érintett térségekből származó, a Kárpát-medence légkörébe jutó aeroszol részecskék és azok lehordási területének, valamint a légköri szállítás folyamatainak vizsgálatával a korábbi időszakok hasonló eseményeinek feltételeit is megismerhetjük. Noha jelenleg hazánk a legfőbb globális porforrás területektől viszonylag távol helyezkedik el (25. ábra), számottevő mennyiségű finomszemcsés poranyag érkezik időnként légkörünkbe.



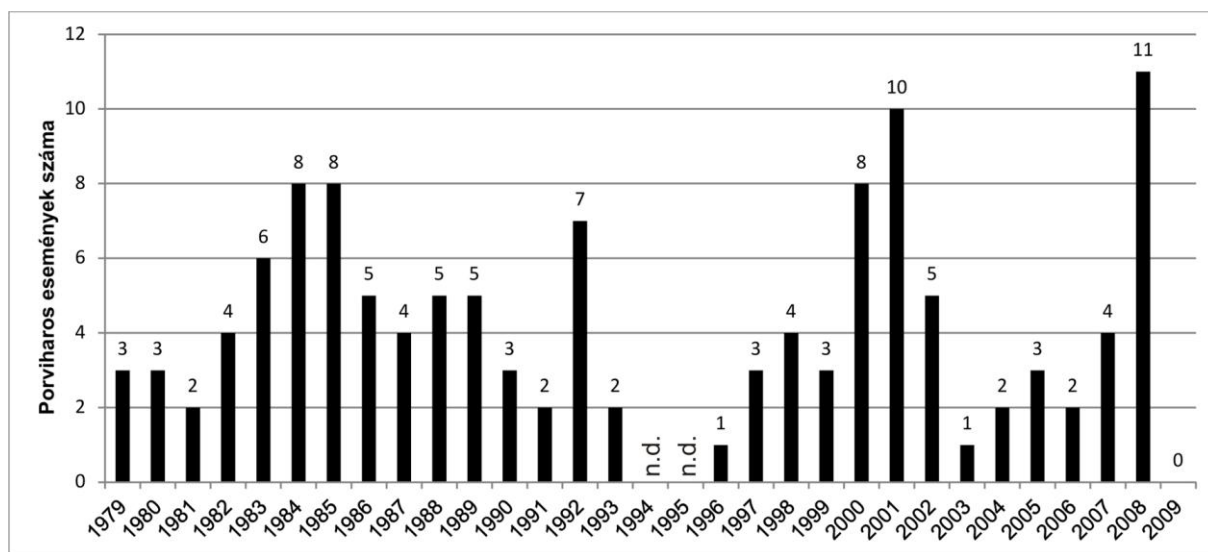
25. ábra. Az 1979–2009. időszak adatszolgáltatási és mérési hibáktól mentes 23 teljes évének napi TOMS Aeroszol Indexeiből szerkesztett, a légkör globális porterhelését bemutató átlagtérkép.

5.4.1. Az észak-afrikai poros események azonosítása és gyakorisága a Kárpát-medence légkörében

A távoli területekről érkező porkitörésekre vonatkozóan csak a kellő pontosságú és dokumentálhatóságú esetek adatai használhatók fel, az anekdotikus jellegű, történelmi időkből származó feljegyzések alapján messzemenő és számszerűsíthető következtetéseket nem áll módunkban levonni. A manapság már könnyen hozzáférhető napi rendszerességű műholdas mérések és felvételek, meteorológiai adatok és térképek révén kvantitatív módszerekkel elemezhető globális adatbázis felépítésével tetszőleges térségek porviharos helyzetét lehet azonosítani és vizsgálni. A Kárpát-medence területére (É.sz. 45°–48,5°; K.h. 16–23°) kiszámított TOMS Aeroszol Indexek idősoraiból a térségre jellemző átlagtól magasabb értékek szűrésével adódó napok aeroszoltérképei, trajektória-számítások és műholdas felvételek alapján azonosítottam a légköri poros eseményeket. A légtömegek és velük együtt a szállított por mozgáspályája alapján egyértelműen észak-afrikai eredetű, döntően szaharai porkitörések termékei kerültek az adatbázisba. Más régiókból (pl. Kelet-Európai-síkság) érkező aeroszolt nem észleltem.

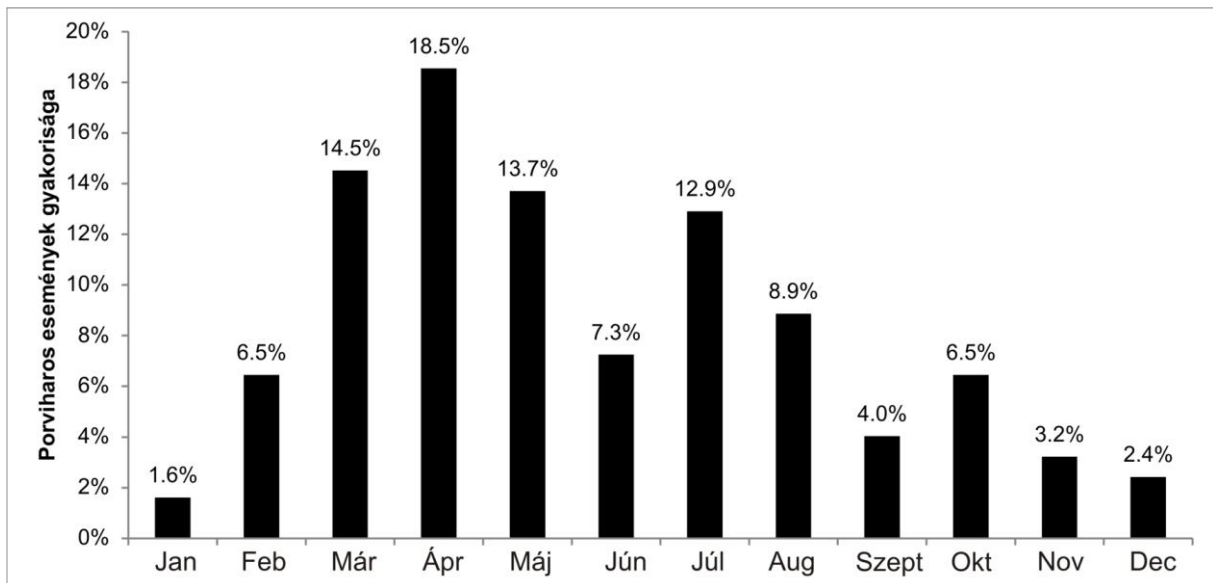
Az 1979–2009. időszakból összesen 124 olyan esemény került az adatbázisba, mely során a Szaharából és részben a Száhel egyes területeiről kifújó por a Kárpát-medence légkö-

rébe eljutott. A porkitörések eloszlása évenként jelentős eltéréseket mutatott (26. ábra). 1984–1985., 1992., 2000–2001. és 2008. kiemelkedően magas értékeivel szemben voltak olyan évek is ahol 1–2 (1981., 2006.) vagy éppen egyetlen poros nap sem volt (2009.). [Az alapadatokat szolgáltató műszerek meghibásodásából adódó 1993-as és 1996-os töredékevek és a kalibrációs problémákkal terhet 2001–2004-es intervallum adatai az átlagszámítások és aeroszoltérkép sorozatok szerkesztés során nem kerültek felhasználásra, azonban a porkitörések azonosítására alkalmasak voltak. Így csupán az 1994–1995-ös évekről nincsenek adataink.]



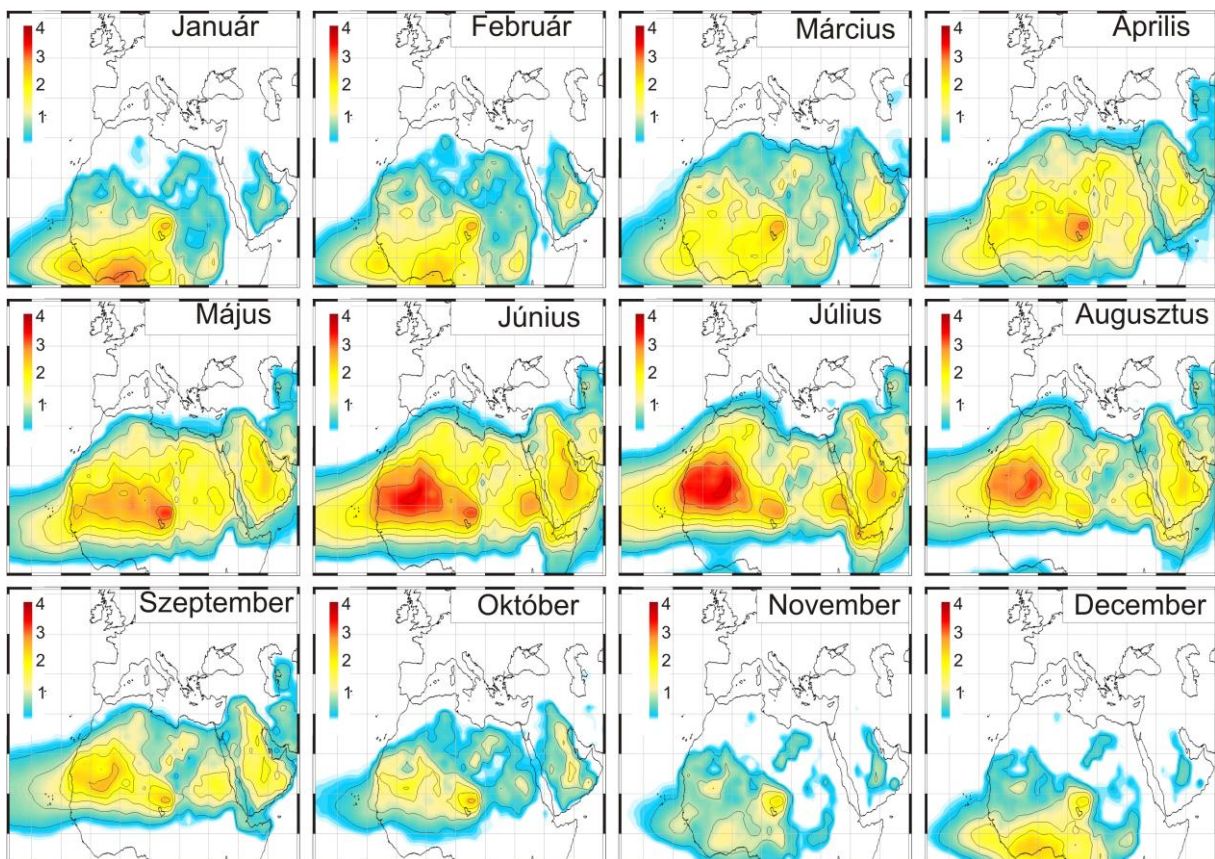
26. ábra. A Kárpát-medence légtérébe eljutó észak-afrikai porkitörések éves száma.

Az egyes hónapokra külön-külön meghatározott poros napok számának segítségével a szezonális eloszlásról kapunk információt (27. ábra). Az egyértelmű tavaszi (áprilisi) maximum mellett megállapítható, hogy nyáron (elsősorban júliusban) is gyakran található szaharai por a légkörünkben, míg a téli események ritkának mondhatók.



27. ábra. A Kárpát-medence légkörében észlelt észak-afrikai eredetű por mennyiségének szezonális eloszlása (1979–2009. közti időszak átlagos értékei).

A tavaszi és nyári maximum megjelenése és a határozott téli minimum jó egyezésben állnak a Szahara és a Száhel régió legaktívabb forrásterületeinek szezonális jellemzőit ábrázoló, napi adatsorokból szerkesztett regionális havi átlagtérképekkel (28. ábra).



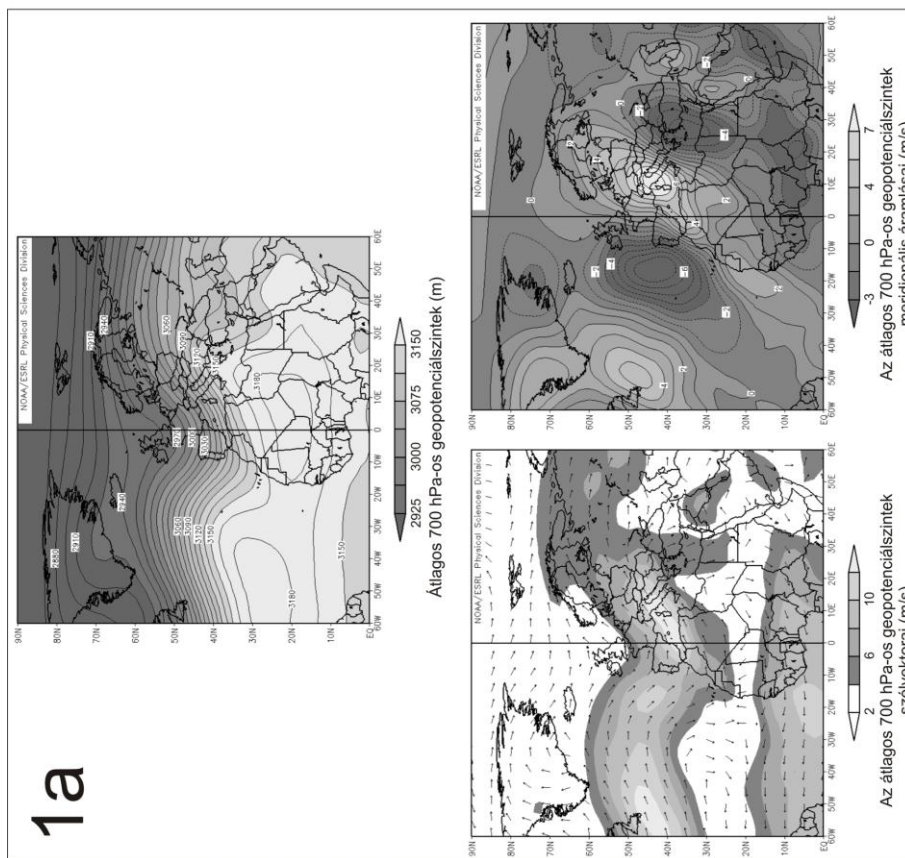
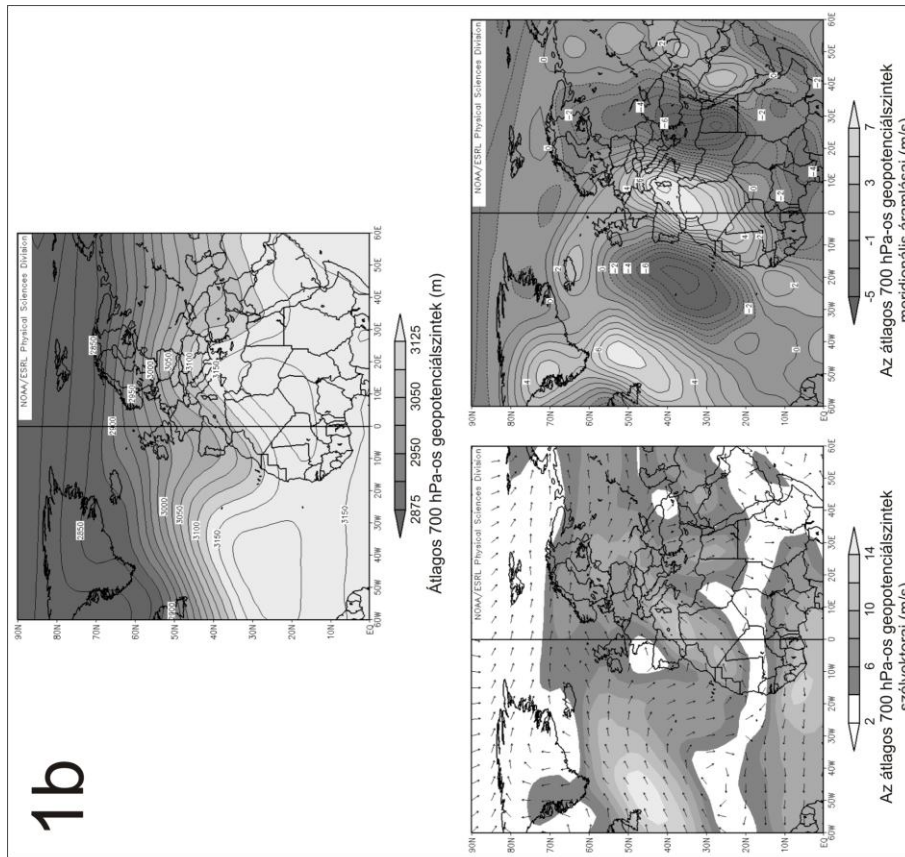
28. ábra. Észak-Afrika légkörének havi átlagos aeroszol-terheltsége (1979–2009. közti időszak átlagos értékei).

5.4.2. A poros események szinoptikus helyzetei és a porszállítás útvonalai

A finomszemcsés, konszolidálatlan ásványi poranyag az észak-afrikai forrásterületeken bőségesen rendelkezésre áll és így léggör is nagy mennyiségű port tartalmaz az év jelentős hányában. Ahhoz, hogy ez az anyag a Kárpát-medence fölé kerülhessen, meghatározott meteorológiai feltételeknek is teljesülnie kell. Az azonosított poros eseményekhez rendelt napi geopotenciál- és légnyomástérképek, valamint a légtömegek mozgását jelző trajektóriák alapján három szinoptikus helyzetet tudtam elkülöníteni. Az egyes típusokat a hozzájuk tartozó napok 700 hPa-os abszolút topográfia (AT) térképeiből készített átlagos geopotenciál szint és széltérképek segítségével mutatom be.

5.4.2.1. 1-es típus

Az 1-es típus alá lettek besorolva azok az események, melyeket egy az Atlanti-óceán északi medencéje és egy Észak-Afrika felett található magnyomású léggöri képződmény, és a kettjük közé északról lehúzódnó teknő vagy ciklon kialakulása hoz létre. Ezen belül két altípust is elkülönítettem (29. ábra), aszerint hogy a Brit-szigetek felett jön-e létre az alacsonynyomású központ (1a) vagy attól jóval délebbre (1b). (Az átlagos AT térképeken nem láthatók a zárt koncentrikus izohipszákkal határolt ciklonok, de az izohipszák görbülete jól mutatja a két altípus közti különbséget.)



29. ábra. Az 1a altípus 60 eseményének és az 1b altípus 21 eseményének átlagos AT térképei és szélvektora.

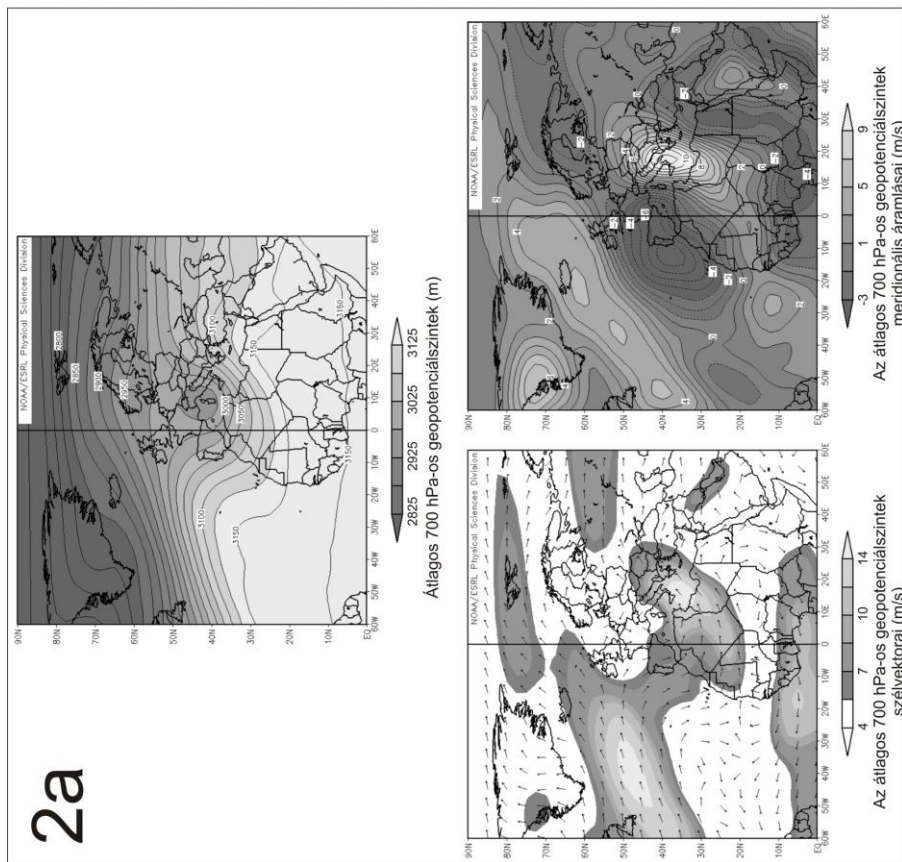
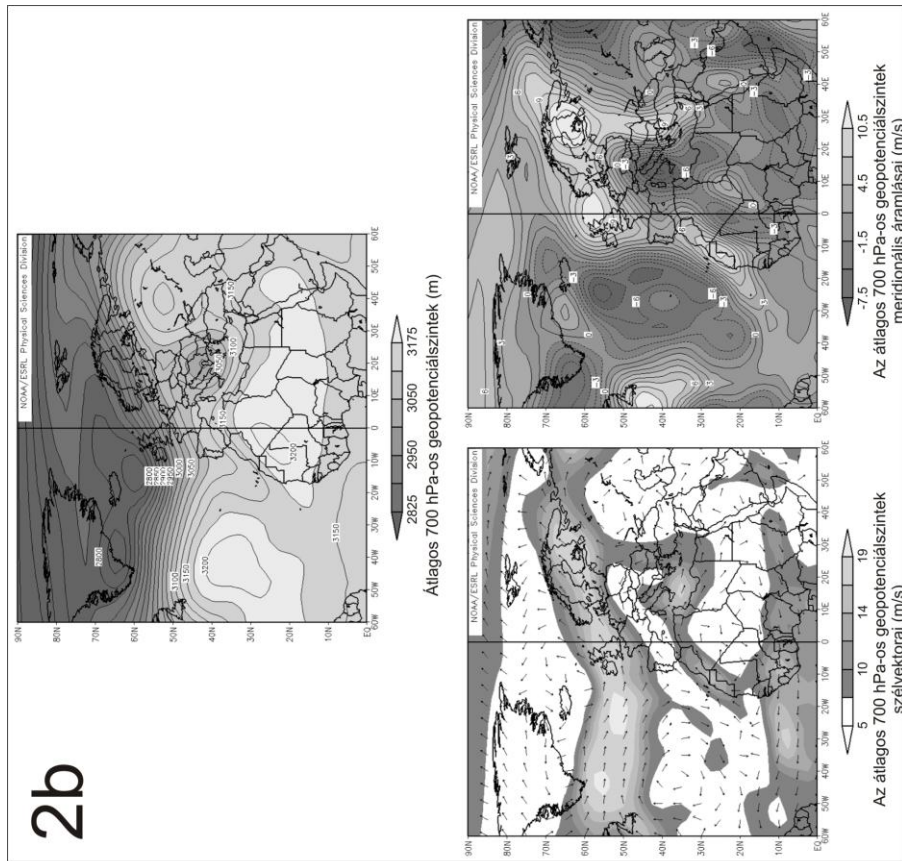
A nyomási mezők és a szélvektorok alapján mindkét altípus esetében a Szahara nyugati és északi térségei jelölhetők ki jellemző lehordási területekként. A keleti, líbiai magasnyomású központ erőteljesebb kialakulásakor a kelet-szaharai területekről származó poranyag is eljuthat a Kárpát-medence térségébe.

A meghatározott típusok közül ez az, amely leginkább megegyezik a korábbi munkákban leírt (Barkan, J. et al. 2005; Barkan, J. – Alpert, P. 2010) porszállítási módokkal.

5.4.2.2. 2-es típus

A Földközi-tenger medencéje felett található ciklonok előoldalán létrejövő erőteljes délies áramlás következtében kialakuló poros események kerültek a 2-es típusba. Ezen a csoporton belül is két altípust különítettem el, melyek közül egyértelműen a Földközi-tenger nyugati- és középső medencéje feletti középponttal jellemezhető ciklonális örvényléshez kapcsolódó 2a altípus a domináns, mivel a keleti medencéhez köthető 2b altípusú poros események száma a vizsgálati időszakban csupán kettő. Az elkülönítést a jellegzetesen eltérő délkeleties szállítási útvonal indokolja (30. ábra).

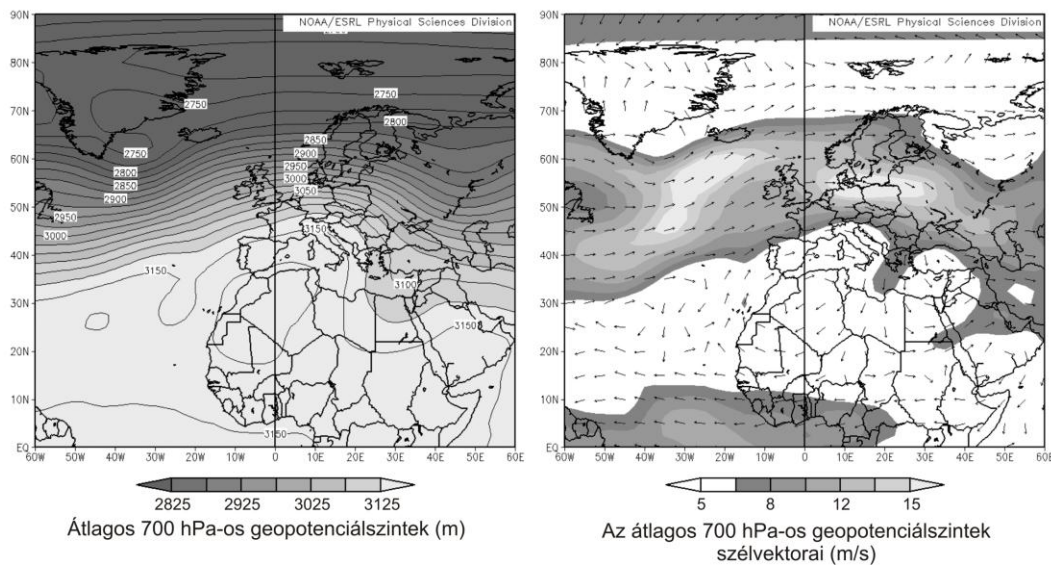
A 2-es típusba tartozó porviharos események esetében a viszonylag közeli, jellemzően észak-szaharai lehordási régiókból kifújó por jelenik meg a Kárpát-medence légkörében.



30. ábra. A 2a altípus 31 eseményének és a 2b altípus 2 eseményének átlagos AT térképei és szélvektora.

5.4.2.3. 3-as típus

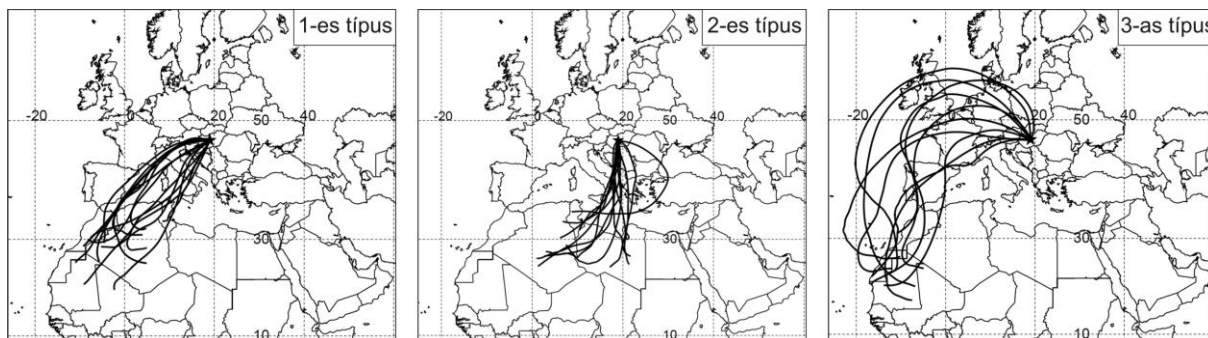
Az afrikai kontinens északnyugati régiója felett kialakuló nagyterjedésű magasnyomású légköri képződmény következtében a Szahara nyugati térségeiből az Atlanti-óceán fölé sodródó, majd onnan északra áramló légtömegek eljuthatnak a magasabb szélességekre (31. ábra). Az é.sz. 45°–60°-a körül uralkodó erőteljes nyugatias áramlások révén, kifejezetten hosszú szállítási periódus után a Kárpát-medence légkörébe is eljuthat a poranyag.



31. ábra. A 3-as típus 10 eseményének átlagos AT térképei és szélvektorai.

5.4.2.4. A porszállítás jellemző útvonalai

A légtömegek áramlási útvonalai alapján is jól elkülönülnek a különböző típusokba sorolt porviharos események, valamint további támpontot adnak a lehetséges forrásterületek meghatározásához (32. ábra). Az 1-es típus esetében a szinoptikus meteorológiai helyzetek az afrikai kontinens északnyugati régióiból származó poranyag északkeleti irányú terjedésének kedveznek. A 2-es típus esetében a Földközi-tenger közepső medencéje felett kialakuló ciklon előoldalán létrejövő meridionális áramlás a legközelebbi észak-afrikai lehordási területek felől szállít port hazánk fölé. A leghosszabb és egyben a legritkábban előforduló poros események a 3-as típusba kerültek, mely során esetenként 6500 km-es távolságot is megtesz a finomszemcsés törmelék mielőtt hazánk területét eléri.



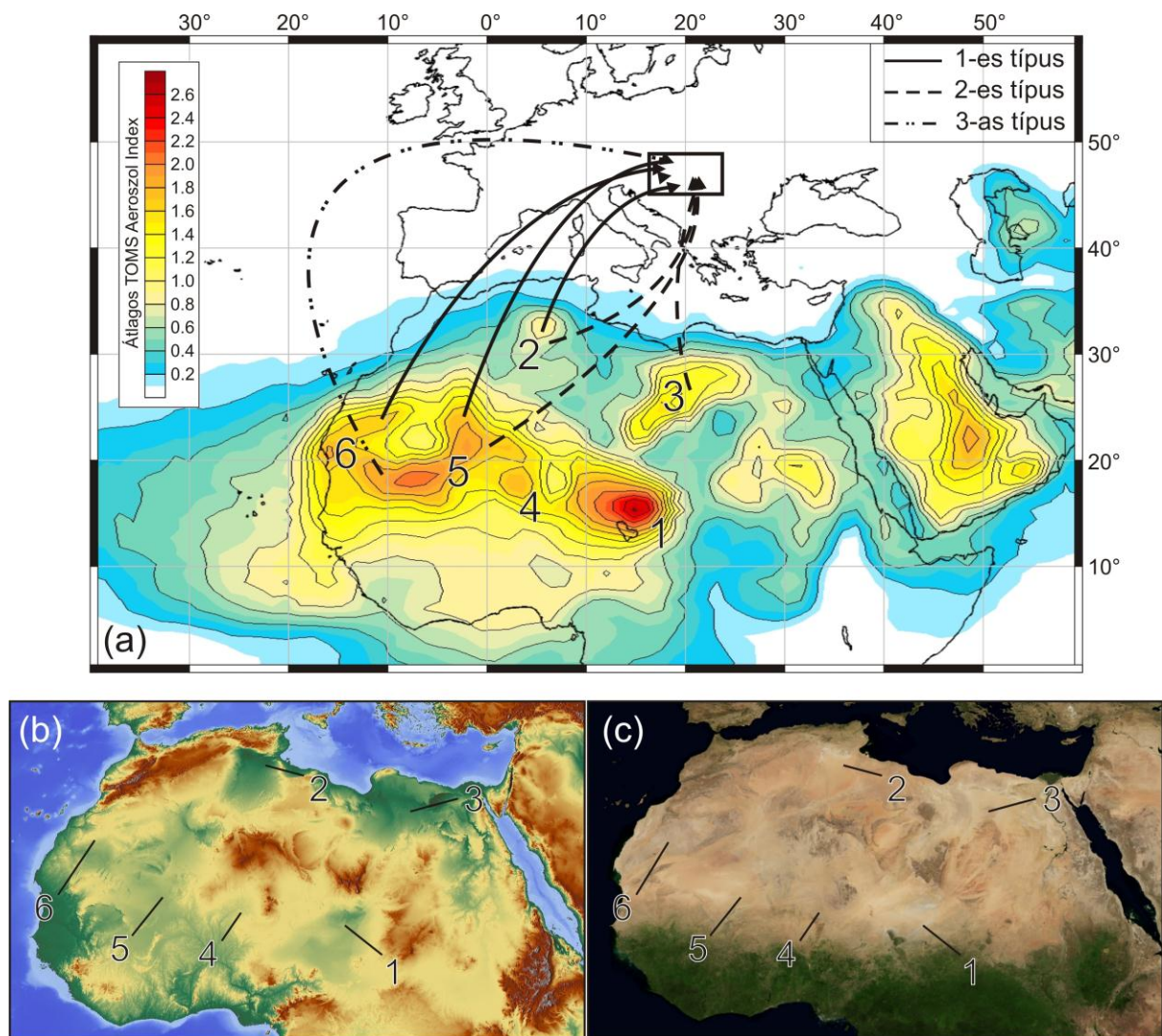
32. ábra. A Kárpát-medence területét elérő szaharai porkitörések jellemző trajektóriái.

5.4.2.5. Az észlelt poranyag lehetséges forrásterületei

A globális aeroszol térképen jól látszik, hogy Földünk légköri por-emissziójának nagy része jól elkülöníthető, viszonylag kis területű körzetekből származik. Az észak-afrikai legfőbb lehordási területek többsége a környezetüknél alacsonyabban fekvő, geomorfológiai értelemben vett depressziókban található. Területüket a pleisztocén pluviális időszakában átmenetileg víz borította, így nagy mennyiségű finomszemcsés anyag halmozódhatott fel bennük. Gyakori, hogy a felszínüket kovamoszatokból felépülő vagy sós kéreg fedi, melyet a szél nem képes megbontani. Az, hogy mégis hatalmas mennyiségű por kerül ki ezekről a területekről, a közeli valódi homoksvatagoknak köszönhető, amelyek területéről lehordott durvább szemcseméretű anyag becsapódási energiája felszakítja a port védelmező kérget. Ilyen terület Földünk legaktívabb kifúvási régiója a (1) Bodelé vidéke is (Goudie, A.S. – Middleton, N.J. 2001), melyet a pleisztocénben és holocénben a jelenleginél sokkal nagyobb kiterjedésű Csádtó borított el (Schuster, M. et al. 2005), valamint Algéria északkeleti és Tunézia nyugati részén, a Szaharai-Atlasztól délre fekvő (2) sottok környéke is. [A globális térképen (23. ábra) jól látható, hogy szerte a Földön az időszakos tavak (sott-ok, playá-k, sebkhá-k, kevir-ek, kavír-ok, salinas-ok, saladá-k, salar-ok, nor-ok, gol-ok, boinká-k) képezik a porkifúvások pontszerű, de igen fontos forrásait (Gill, T.E. 1996).] A vizsgálati időszakban ugyan nem került azonosításra olyan esemény, mely során a Bodelé-területéről (1-es számú lehordási terület) érkezett volna hazánk fölé a por, de ha feltételezzük, hogy ez előfordulhatna, akkor a szélvektorok alapján ez legnagyobb valószínűséggel a fenti, 1-es típusú helyzethez lenne köthető.

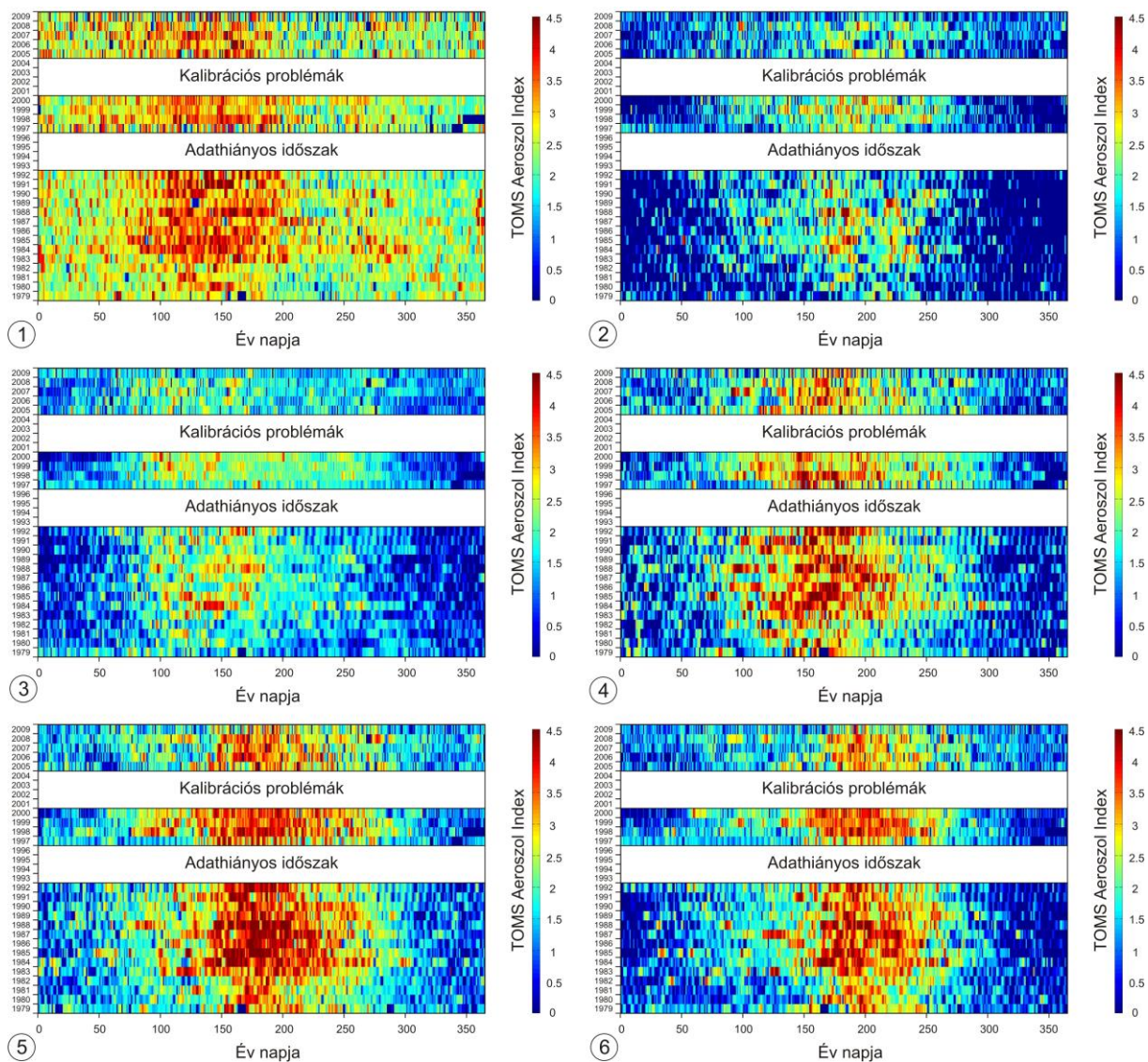
A hegységi előterekben a lepusztulási folyamatok termékeként kialakuló törmelék-küppök finomszemcsés anyagát, illetve az időszakos vízfolyások alluviális üledékét szintén könnyen légkörbe emelheti a szél. A (3) kelet-líbiai Kirenaika vádirenndszere és a Kattara-

mélyföld területe vagy az Ahaggartól délre, az Air és az Iforas-hegység között fekvő (4) Azaouak-völgye eklatáns példái ennek. A (5) Taudeni-mélyedés hatalmas területe szintén fontos por forrásterület, beleértve ebbe a Niger egykori, feltételezett belföldi deltájának lerakódásait is Timbuktutól északra. Ehhez a térséghez csatlakozik a nyugat-szaharai, partvonallal párhuzamosan futó vonulatok keleti oldalán fekvő pleisztocénben jelentősebb vízhálózattal, ma időszakos vízfolyásokkal és változó területű sekély tavakkal rendelkező (6) régió (33. ábra). A meghatározott lehetséges lehordási területek jó egyezésben állnak a korábbi kutatások során azonosított régiók elemzésének eredményeivel (Prospero, J.M. et al. 2002; Washinton, R. et al. 2003; Engelstaedter, S. et al. 2006).



33. ábra. A legjelentősebb észak-afrikai porkifúvási régiók (a) átlagos aeroszoltérképe és a jellemző porszállítási útvonalak; (b) magassági viszonyai (forrás: www.maps-for-free.com – Hans Braxmeier); (c) műholdfelvétele [Nasa Earth Observatory (www.earthobservatory.nasa.gov) – Blue Marble Next Generation]. (Számozás magyarázatát lásd a szövegben.)

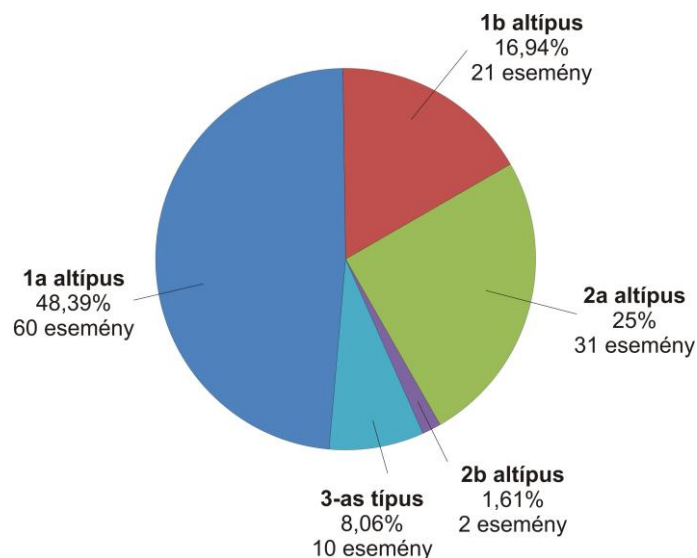
Az egyes forrásterületek porkibocsátása nem állandó (34. ábra). Meghatározható évenkénti és szezonális eloszlása van a különböző lehordási régiókról légkörbe jutott ásványi por mennyiségének. Az évenkénti változásokat általában a nagytérségi éghajlati módosulások, kilengések, aszályos periódusok szabályozzák, melyek hatása jellemzően több év por-emisszióját is befolyásolja. Az észak-afrikai szezonális eltérések kialakulásában nagy szerepe van a termikus egyenlítő meridionális mozgásának és az összeáramlási zónában létrejövő heves konvektív feláramlásoknak. A helyi jelentőségű meteorológiai folyamatok is módosítják az egyes térségek porviharainak évközi eloszlását, így például a szárazföld és a tengerek eltérő felmelegedése folytán, tavasz elején kezdődik meg egy, a Földközi-tenger partvidékére jellemző, sajátos ciklogenezis: az Atlasztól délre kialakulnak a Sharav-ciklonok, melyek keleti irányba mozogva líbiai–egyiptomi területeken okoznak szellőkéseket (Alpert, P. – Ziv, B. 1989). A nyár kezdetekor az Atlasztól délre fekvő alacsony nyomású terület még fennmarad, de a Líbia felett kialakuló magasnyomású légtömeg blokkolja a Sharav-ciklonok kelet felé történő mozgását. Ebben az időszakban a heves déli, délnyugati szelek Algéria, Tunézia és Líbia nyugati részén eredményeznek porviharokat.



34. ábra. A legfőbb észak-afrikai forrásterületek TMS Aeroszol Indexének időbeli változásai.

5.4.2.6. Az egyes porkifúvási típusok gyakoriságai

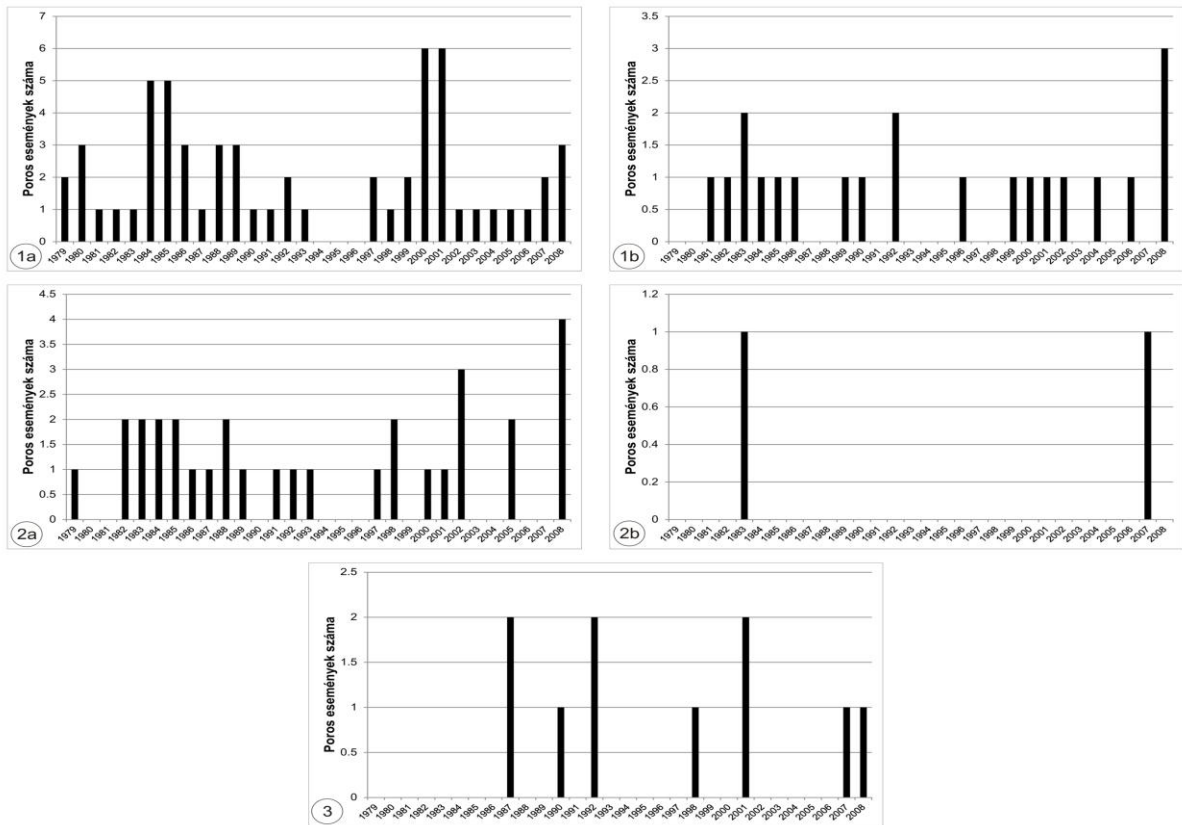
Az összesen 124 azonosított poros esemény közül az 1a altípusba az esetek 48,39%-a (60 esemény), az 1b altípusba az esetek 16,94%-a (21 esemény), a 2a altípusba 25%-a (31 esemény), a 2b altípusba az esetek 1,61%-a (2 esemény), míg a 3-as típusba az esetek 8,06%-a (10 esemény) került besorolásra (35. ábra).



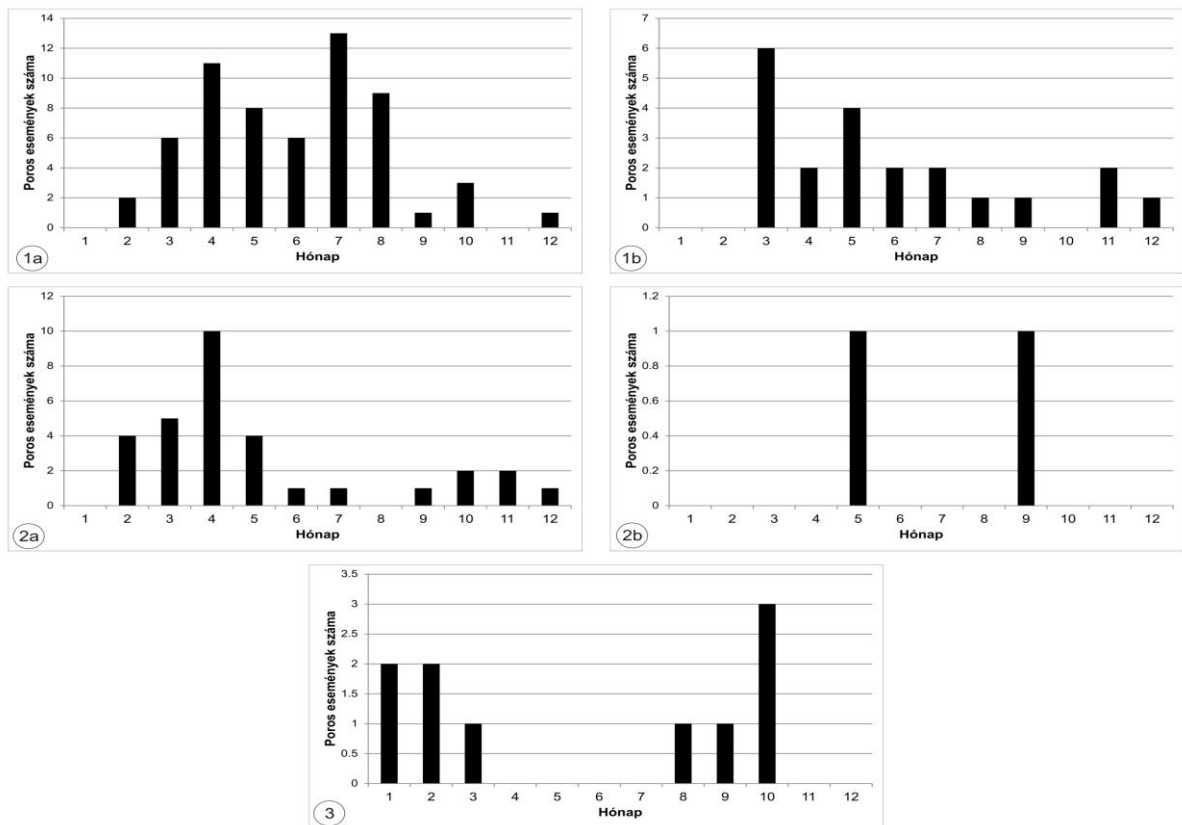
35. ábra. A különböző porkifúvási típusok gyakoriságai a vizsgált időszakban.

Az egyes típusokhoz tartozó poros események havi és évenkénti számának változásai-
ban jelentős eltérések tapasztalhatók (36–37. ábrák). Ezzel párhuzamosan a Kárpát-medence
légkörébe érkező poranyag mennyisége és származási területe is határozott éves eltérésekkel
jellemezhető.

A porszállítás évszakonkénti eloszlása az észak-afrikai légköri por mennyiségének
szezónális változásaihoz hasonló, ugyanakkor havi és típusonkénti felbontásban vizsgálva
már jelentős eltérések mutatkoznak. Feltehetően a Szahara területéről légkörbe kerülő ásványi
por mennyiségének jelenkori kisebb módosulásai nem jelentenek oly mértékű változásokat,
melyek a Kárpát-medence térségébe eljutó kifúvások gyakoriságát nagyban befolyásolnák.
Sokkal inkább valószínű az, hogy az észak-afrikai légkör porterhelése csaknem állandóan
megfelelő mennyiségű szemcsét tartalmaz, és a hazánk felé irányuló porszállítást a szinopti-
kus helyzetek szabályozzák.



36. ábra. Az egyes típusok évenkénti eloszlása.



37. ábra. Az egyes típusok havi eloszlása.

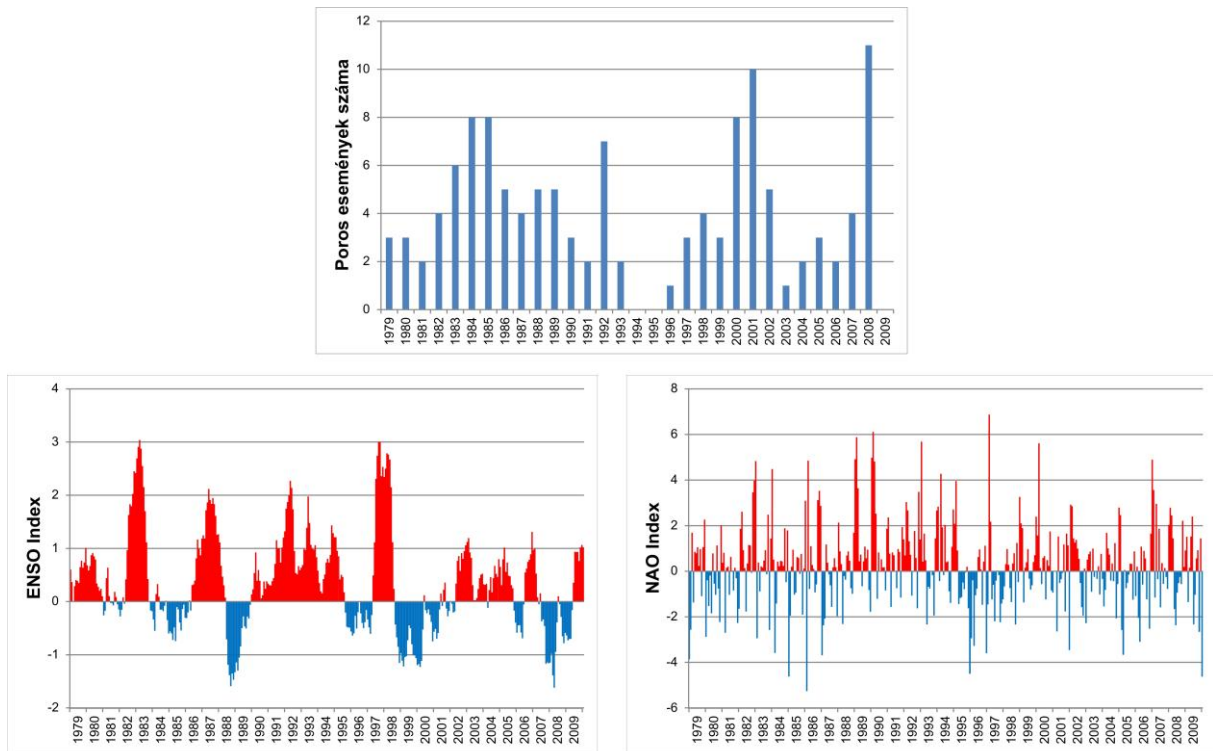
5.4.3. A szállított észak-afrikai por mennyiségét befolyásoló további tényezők

A szaharai eredetű por mennyiségét befolyásoló globális hatótényezők közül a nagyskálájú légköri oszcillációs jelenségek (Észak-Atlanti Oszcilláció – NAO és az El Niño Déli-Oszcilláció – ENSO) szerepét vizsgálták a legtöbbet. Szoros korrelációt azonban nem sikerült kimutatni a porviharok gyakorisága és a nagyterségi cirkulációs folyamatok között. Ennek oka lehet a porkifúvásos események kialakulását befolyásoló tényezők összetettsége, melyek közül egyeseket erősítenek, ugyanakkor továbbiakat gyengítenek, kioltanak a különböző meteorológiai esemény együttesek.

A NAO értéke az izlandi-minimum és az azori-maximum légnyomás-különbségének átlagostól mért eltéréséből származtatható, és visszamenőleg az 1770-es évekig ismerjük. Hatással van a ciklonális pályák kialakulására, így Európa és Észak-Afrika csapadékösszegeire, ariditására; következésképpen a porviharok gyakoriságára, méretére. A NAO pozitív fázisában a ciklonok útvonalai, a magas azori légnyomásértékek következtében északabbra tolódnak, száraz periódust idézve elő a Mediterráneumban (Moulin, C. et al. 1997).

Az ENSO hatásai távoli területek klímájának alakulására a tengeráramlási és légkördinamikai folyamatok bonyolultsága miatt nem ilyen egyértelmű. A szaharai-eredetű légköri por barbados-i megfigyelései alapján Prospero, J.M. – Nees, R.T. (1986), míg a Száhel-övezet csapadékösszegeit vizsgálva Janicot, S. et al. (1996) találtak kapcsolatot az El Niño eseményekkel, melyek tehát a forrásterületek porkibocsátást befolyásolják.

A Kárpát-medence térségében észlelt szaharai eredetű por gyakorisága és a nagyskálájú légköri oszcillációs jelenségek közti összefüggés az eddigi eredmények alapján nem egyértelmű (38. ábra).



38. ábra. Az észlelt poros események évenkénti eloszlása és a nagyskalájú légköri oszcillációs jelenségek változásai 1979–2009.

Az ENSO pozitív fázisaival jellemezhető éveket követő 1–2 évben az esetek többségében magasabb volt ugyan az észlelt események száma, azonban a hazánkat is érintő száharai porkifúvások jelenkori gyakoriságát inkább a szinoptikus helyzetek határozzák meg, mintsem a forrásterületek intenzitása. A korábbi fejezetekben tárgyalt pliocén állandó El Niño állapot esetében azonban előállhatott az a helyzet, hogy az észak-afrikai lehordási régiók kibocsátásai gyakoribb és intenzívebb porszállítást tettek lehetővé.

Az Észak-Atlanti Oszcilláció hazai vonatkozásait a szinoptikus helyzetek által meghatározott porkifúvási típusok idején (vagy azt megelőző napokon) mért átlagos NAO értékek alapján vizsgálhatjuk. Az 1b altípus és a 3-as típus volt az, melyek esetében – a meghatározásukból adódóan is – kapcsolatot észleltem. Az 1b altípusba sorolt események poranyagának Kárpát-medence fölé érkezése előtti napokban a NAO index jellemzően negatívnak (-0,4 – -0,59), míg a 3-as típus esetében átlagosnál magasabbnak (0,5–0,63) adódtak.

6. Az eredmények összefoglalása

A célkitűzéseimben megfogalmazott pontok mentén haladva a munkám legfontosabb eredményei a következőkben foglalhatók össze:

I. A földtörténeti múlt porviharainak megismerése

I.1. A Kárpát-medence területén található plio–pleisztocén vörösagyag–löss–paleotalaj sorozatok egy rendszerként történő elemzésének bemutatása

Ahhoz, hogy a jól ismert, hullóporos eredetű, glaciális-interglaciális váltakozásokat tükröző középső- és felső-pleisztocén lösz–paleotalaj sorozatokat, a rétegtani sorrendben alattuk található hasonló jellegű alsó-pleisztocén rétegsorokkal és az azok fekéjét gyakran képviselő vörösagyagokkal egy rendszerben tudjuk kezelni, szükségesnek éreztem a vitatott alsó-pleisztocén üledékek löszként történő értelmezéséhez és a vörösagyagok hullóporos eredetéhez újabb bizonyítékokat szolgáltatni. Ehhez a szemcseeloszlási adatok újabb szempontú elemzési módszereit használtam fel és finomítottam.

I.1.1. A szemcseeloszlási adatok elemzési módszereinek a finomítása és a bimodális görbék újabb szempontú értelmezése

A hullóporos eredetű üledékek lézerdiffrakció elvén működő szemcseeloszlási vizsgálatai során kapott bimodális görbék és a recens porviharos események által szállított ásványi anyag jellemző szemcseméretei alapján merült fel a különböző genetikájú finomszemcsés és durvaszemcsés üledékpulációk matematikai elkülönítésének a lehetősége. A többféle értelmezési és felbontási lehetőség [paraméteres függvényillesztés – end-member modellezés (EMMA)] közti ellentmondásokat a módszerek eltérő megközelítéséből értelmeztem és így próbáltam azokat feloldani. A többmaximumú görbék felbontásából az EMMA által adott három tag egy hosszabb időintervallum, három alperiódusának jellemző szedimentációját tükrözi, melyek szezonálisan váltották egymást, míg a paraméteresen elkülönített populációk az eolikus szedimentáció két fő mechanizmusát (háttérpor és porviharos kifúvás anyaga) képviselik

A korábbiakban táblázatkezelővel történő matematikai felbontás (Sun, D. et al. 2002) helyett MATLAB környezetben kidolgoztam egy algoritmust, melynek segítségével a min-

tánként egyesével történő paraméterek „kézzel történő közelítése” utáni Solver bővítménnyel történő közelítés helyett a függvényillesztés automatikusan történik, végeredményként a teljes sokaság legfontosabb statisztikai mutatóival (üledékkomponensek részarányai, átlagai, móduszai stb).

A módszert alkalmazva a Kárpát-medence területéről a legfontosabb típusfeltárások és számos további rétegsorból begyűjtött több száz minta alapján meghatároztam a különböző korú üledékek jellemző mérőszámait (Varga, Gy. et al. bírálat alatt).

I.1.2. Újabb adatok a vörösayagok hullóporos eredetére vonatkozóan

A vörösayag minták szemcseeloszlási jellemzői az üledékkomponensekre történő felbontás és újabb szempontú értékelés alapján jól beleillenek a hullóporos rendszer jellemzői közé, de jelentősen eltérnek más üledékképződési környezethez (lakusztikus, fluviális) köthető képződmények granulometriai profiljától. A finomszemcsés komponens részarányának a megemelkedése a mállási, talajosodási folyamatokon túl a viszonylagosan megnövekedő háttérpor szedimentációjának lehet az eredménye. A háttérpor mennyiségének abszolút mértékben történő pliocén kori megemelkedéséhez a szaharai eredetű porkifúvások intenzívebbé és gyakoribbá válása is hozzájárulhatott, melyet az állandósuló El Niño állapot tett lehetővé (Kovács, J. et al. 2008, 2011; Varga, Gy. 2011).

I.1.3. A kora-pleisztocén löszképződés lehetősége

A pliocén meleg-nedves klímáján történő nagyvastagságú rétegsorok kialakulásához vezető hullóporos szedimentáció az éghajlat szárazabbá válása révén fokozódott a kora-pleisztocénben. A vörösayagok fedőjében, a vöröses agyagok (vörös talajok) között és a középső-pleisztocén löszök fekéjében található alsó-pleisztocén üledékek képződésében a szemcseeloszlási vizsgálatok alapján ugyancsak a porhullások játszották a döntő szerepet, melyek a klimatikus viszonyok tükrében „meleg löszöknek” tekinthetők.

A rétegsorok vörös talajai és löszei üledékkomponenciáinak összehasonlító vizsgálata során kiderült, hogy a két képződmény móduszai különbözőek, ez arra enged következtetni, hogy ellentétben a fiatal sorozatoknál tapasztalt löszből képződött talajokkal, a vörös paleotalajok a feké lösztől eltérő minőségű anyagból képződtek. Az idős talajok kialakulását eredményező, a löszképződést megszakító éghajlati változások nem voltak ezekben a periódu-

sokban oly mértékűek, hogy a porhullások teljesen megszűnjenek, így a lehullott porból akkréciós talajok képződhetnek, melyek átmenetet képeznek a löszök és a vörösagyagok között (Varga, Gy. 2011).

I.1.4. A világ pliocén–alsó-pleisztocén hullóporos eredetű üledékeinek és a hazai idős sorozatoknak az összehasonlítása

A Kárpát-medence területéről leírt, löszként értelmezhető, feltárásokban és fúrásokban található alsó-pleisztocén rétegsorok alapján számos közös tulajdonság állapítható meg. A sötétebb (vöröses, rózsaszínes) szín, a tömörödöttebb szerkezet, a vékonyabb vastagságú löszrétegekkel elválasztott vagy gyakran egymásra települő vörös paleotalajok (vöröses agyagok), a nagyméretű mészkonkréciók és a mészfelhalmozódási szintek gyakorisága jelentősen eltérnek a fiatal, középső- és felső-pleisztocén típusos löszsorozatok jellemzőitől. Az idős löszök esetében gyakran megfigyelhető még, hogy a feküjüket – szintén eolikus eredetű – vörösagyagok képezik, hangsúlyozva ezzel a már korábbi időszakokban is domináns hullóporos szedimentáció szerepét.

A paleoklimatológiai és ökoszférai vizsgálatok homlokterében található nemzetközi löszstratigráfiai kutatások során a világ számos pontjáról írtak le alsó-pleisztocén löszsorozatokat. A kína, tádzsikisztáni, alaskai, dél-amerikai és közép-európai idős löszök legfőbb tulajdonságai jó egyezésben állnak a hazai rétegsorokkal. Az idős löszök képződésének kezdete a pliocén és pleisztocén határára, mintegy 2,6 millió évre tehető a legteljesebb, kínai sorozatok és mélytengeri üledékek alapján. A korábbi, vörösagyag-képző pliocén meleg-nedves éghajlatának alacsonyabb légköri porkoncentrációjának a megnövekedése és a leülepedés utáni mállási, talajosodási folyamatok mértékének lecsökkenése egybeesik az északi félteke eljegesedésének kezdetével és a szárazabb klimatikus állapotok megjelenésével (Varga Gy. 2007).

A Föld pályaelemeinek megváltozásából adódó változások is szerepet játszhattak a globálisan hasonlóan alakuló jellegek kialakulásában. Az alsó-pleisztocén löszsorozatok vékonyabb, egymást gyakran váltó rétegtani egységeinek, és az utolsó 1 millió év vastag löszrétegeinek és jól fejlett talajainak váltakozásában valószínűleg a szekuláris pályaelemek középső-pleisztocén 41/100 ezer éves ciklusváltása érhető nyomon (Varga, Gy. 2011).

I.2. A felső-pleisztocén lözssorozatok rétegtani és szemcseeloszlási adatai alapján történő porkoncentráció meghatározás lehetőségének bemutatása

A fiatal lözssorozatok nagyfelbontású, finomrétegtani elemzésével a környezeti állapotokat egyre jobban megismerhetjük (Újvári G. et al. 2011). A múltbéli porviszonyok rekonstruálásában korábban nem alkalmazott mérőszám, a légköri porkoncentráció meghatározásának lehetőségét az egyre pontosabb sztratigráfiai és koradatok, valamint a szemcseeloszlási görbék újabb szempontú elemzési módszere tették lehetővé. Mivel a múltbéli porviharok gyakoriságát és intenzitását nem ismerjük kellően pontosan, ezért az átlagos háttér por felhalmozódási adatainak (porfluxus) és az elkülönített finomszemcsés üledékkomponens szemcséi szedimentációs sebességeinek hányadosaként fejeztem ki az átlagos porkoncentrációt. Ennek értéke a teljes sokaságot jól reprezentáló 200–500 g/m²/a porfluxussal számolva 1100–2750 µg/m³ közé helyezhető. Ezek az értékek lényegesen nagyobbak még a mai arid-szemiarid térségek hasonló mutatóinál is, hangsúlyozva ezzel a múltbéli légköri por nagy mennyiségét és környezeti szerepének jelentőségét.

Az átlagos, háttérporból adódó porkoncentráció értékeket felhasználva egy további érdekes, korábbiakban nem számított környezeti viszonyszám meghatározásának a lehetősége is felmerül. A recens porviharos események során megfigyelt és megbecsült látási viszonyok empirikus összefüggéseit felhasználva megbecsülhetjük az adott múltbéli porkoncentrációhoz tartozó látótávolságot: ez fenti adatokkal számolva ~6,5–26 km-nek adódott (Varga Gy. megjelenés alatt–b, Varga, Gy. et al. bírálat alatt).

II. A jelenkor porviharai és az eolikus por a Kárpát-medencében

II.1. Kvantitatív módszerekkel elemezhető globális adatbázis létrehozása

A NASA TOMS Aeroszol Indexeinek 1978-tól rendelkezésre álló adatmátrixaiból, a teljes éveket tartalmazó 23 év adatait felhasználva MATLAB környezetben építettem fel az adatbázist, melynek révén tetszőleges területre és időintervallumra meghatározhatjuk a porviharok viszonylagos gyakoriságait és idősorait, valamint regionális vagy globális átlagtérképeket hozhatunk létre a por forrásterületeinek azonosításához (Varga Gy. 2012, megjelenés alatt–a).

II.2. A Kárpát-medence területét elérő észak-afrikai eredetű porkitörések azonosítása és elemzése

A Kárpát-medence területére kiszámított napi felbontású idősorok közül az átlagostól szignifikánsan eltérő napok külön elemzések tárgyát képviselték. Ha a hazánk térségét elérő légtömeg észak-afrikai eredetét meteorológiai helyzetek és trajektória-számítások, valamint műholdfelvételek is megerősítették, akkor poros eseményként kerültek rögzítésre. Az 1979–2009-es vizsgálati időszak során összesen 124 ilyen eseményt azonosítottam, melyek gyakorisága jelentős évenkénti eltéréseket és egyértelmű szezonális eloszlásokat mutatott. A tavaszi (áprilisi) maximum mellett megállapítható volt, hogy nyáron (elsősorban júliusban) is gyakran található szaharai por légkörünkben, míg a téli események ritkának mondhatók.

A globális átlagtérképek alapján meghatározott hat lehetséges forrásterület közül négyet találtam fontosnak a hazánkat érintő poros események szempontjából. Azonban az ezekről a lehordási régiókból hozzánk eljutó porkitörések gyakoriságait nem a forrásterületek intenzitása határozza meg döntően, hanem a szinoptikus meteorológiai helyzetek, melyeket a 3 fő típusba (és két altípusba) soroltam. Az egyes típusok gyakorisága is jelentős évenkénti változást és szezonális eloszlást mutatott. Ezeket részben a nagyskálájú légköri oszcillációs jelenség változásai is befolyásolják, jelezvén ezzel, hogy a földtörténeti múltban előállott, hosszabb időszakon keresztül fennmaradó nagytérségi cirkulációs helyzetek (és a forrásterület intenzívebbé válásának) hatására lényegesen nagyobb mennyiségű szaharai por kerülhetett a Kárpát-medencébe (Varga Gy. megjelenés alatt).

7. A munka további irányai

A jövőbeli teendők egyike a Kárpát-medence területéről további vörösgyag- és löszfeltárások finomrétegtani vizsgálata és a mintázása. A szemcseeloszlási vizsgálatok eredményeiből felépülő adatbázist felhasználva az összetett szemcseeloszlási (többmaximumú) görbék matematikai felbontásának módszertani kérdéseit egyértelműen tisztázni kell, ehhez a különböző üledékpopulációk tényleges, laboratóriumi elkülönítésére és recens porviharos események adatainak felhasználására van szükség.

A kora-pleisztocén hullóporos szedimentáció jelentőségét alátámasztó újabb adatok gyűjtése elengedhetetlen a pontosabb nagytérségi korreláció megvalósíthatósága, és így a kormeghatározási problémák szempontjából is.

A késő-pleisztocénre vonatkozó porkoncentráció számítások eredményeinek globális cirkulációs modellekben történő alkalmazása az őskörnyezet rekonstrukciók és a jövőbeli változások előrejelzésének pontosítása végett és a verifikációs folyamatok szempontjából is jelentős lehet. Ezért fontosnak tartom még több, megbízható és kellő sűrűségű koradattal rendelkező fiatal löszsorozat további felhasználását a porkoncentráció számításokban.

Tervezem, hogy a jövőben a hazánk területét érintő szaharai poros események szinoptikus helyzetek és/vagy trajektóriaszámítások alapján történő objektív tipizálását is elvégzem. A porviharos események múltbéli gyakoriságának, és így a hazánk területére szállított észak-afrikai eredetű poranyag mennyiségének paleoklíma modellek cirkulációs számításai alapján történő meghatározását szintén érdemesnek tartom a további vizsgálatra, különösen a vörösgyagok és löszök származási kérdéseinek tisztázása miatt.

8. Köszönetnyilvánítás

Köszönöm szépen dr. Kovács Jánosnak, hogy mint témavezető újabb és újabb kihívások elé állítva, újabb és újabb feladatok megoldására ösztökélve tényleg vezette utam. A közös munkánk során megismertette velem a mai modern, nemzetközi szintű tudományos vizsgálatok gondolatvezetését, a terepi és a laboratóriumi elemzések módszertanát és eszköztárát, valamint a kutatások végzéséhez elengedhetetlen önkritika jelentőségét. Mindezen segítségen túl emberileg is sok mindent köszönök szakmai vezetőmnek.

Köszönöm korábbi témavezetőmnek, dr. Schweitzer Ferenc professzor úrnak, hogy munkámat elindította és azt útmutatásaival a kezdetektől támogatta, és támogatja jelenleg is. Köszönöm, hogy együtt gondolkodhattam vele a kora-pleisztocén éghajlatáról és ösföldrajzáról, a klimatikus folyamatok által befolyásolt környezeti változások jelentőségéről vagy éppen Berg és Obruchev löszképződési elméleteiről. Köszönöm, hogy megmutatta, hogy a múlt századok nagyjainak munkásságát nem csupán tisztelni kell, hanem eredményeik használata jelen munkáink során is ajánlatos.

Hálás vagyok a disszertáció munkahelyi vitáján az előopponensi bírálatot végző dr. Lóczy Dénes és dr. Czigány Szabolcs, valamint dr. Varga Gábor és dr. Pirhoffer Ervin bizottsági tagok kritikai meglátásaiért, melyeket jelen dolgozat készítése közben mind figyelembe vettem.

A Doktori Iskola korábbi és jelenlegi vezetőjének, dr. Tóth József rector emeritus úrnak és dr. Dövényi Zoltán professzor úrnak köszönöm, hogy anyagi támogatásuk révén, nemzetközi konferenciákon vehettem részt és ismerhettem meg a szakmai elit legújabb kutatási eredményeit.

Köszönöm dr. Kocsis Károly akadémikus úrnak, az MTA Földrajztudományi Kutatóintézete igazgatójának, hogy értekezésem megírásához szükséges biztos háttérrel megadta számomra.

Köszönöm dr. Újvári Gábornak, hogy a löszök és a porviharok kapcsolatrendszerének vizsgálata során felmerülő számos új kérdés és probléma megvitatásában segítségemre volt, kritikus megállapításaival támogatta munkámat.

Köszönöm Kolláth Kornél (Országos Meteorológiai Szolgálat) jelenkori szaharai por-szállítási epizódok szinoptikus helyzeteinek értékeléséhez fűzött megjegyzéseit.

Köszönet dr. Maarten A. Prins-nek (Vrije Universiteit – Amszterdam) és dr. Donghuai Sun professzor úrnak (Lanzhou University), hogy értékes tanácsokkal segítettek a szemcseeloszlás vizsgálatok újabb szempontú értékelésének kérdéskörében.

A témakör tárgyalása közben felmerült további kérdések tisztázásában nyújtott segítségükért és kötetlen beszélgetésekért köszönettel tartozom dr. Kis Évának, dr. Fábíán Szabolcs Ákosnak, dr. Varga Gábornak, dr. Kovács István Péternek és Radvánszky Bertalannak.

Hálával tartozom Csávics Adriennek, aki barátnőmként elviselte, ha olykor éjszakába nyúlóan egy újabb gondolatom megvalósíthatóságán tűnődve máshol jártak gondolataim, de mindemellett legfőbb kritikusomként meg merte mondani, hogyha szerinte egy-egy ötletem nem vinne jó irányba. Köszönöm neki és családom többi tagjának is, hogy erejükön felül teljesítve, mindenben támogattak és bíztattak munkám során, és jó tudni, hogy ez így lesz mindig.

9. Irodalomjegyzék

1. Alpert, P. – Ziv, B. 1989. The Sharav Cyclone: Observations and some theoretical considerations. *Journal of Geophysical Research* 94. pp. 18495–18514.
2. An, Z. 2000. The history and variability of the East Asian paleomonsoon climate. *Quaternary Science Reviews* 19. (1–5) pp. 171–187.
3. An, Z. – Kukla, G. – Porter, S.C. – Xiao, J. 1991. Magnetic susceptibility evidence of monsoon variation on the Loess Plateau of central China during the last 130 000 years. *Quaternary Research* 36. (1) pp. 29–36.
4. Antoine, P. – Rousseau, D.D. – Fuchs, M. – Hatté, C. – Gauthier, C. – Marković, S.B. – Jovanović, M. – Gaudenyi, T. – Moine, O. – Rossignol, J. 2009. High-resolution record of the last climatic cycle in the southern Carpathian Basin (Surduk, Vojvodina, Serbia). *Quaternary International* 198. (1–2) pp. 19–36.
5. Arimoto, R. – Kim, Y.J. – Kim, Y.P. – Quinn, P.K. – Bates, T.S. – Anderson, T.L. – Gong, S. – Uno, I. – Chin, M. – Huebert, B.J. – Clarke, A.D. – Shinozuka, Y. – Weber, R.J. – Anderson, J.R. – Guazzotti, S.A. – Sullivan, R.C. – Sodeman, D.A. – Prather, K.A. – Sokolik, I. N. 2006. Characterization of Asian Dust during ACE-Asia. *Global and Planetary Change* 52. pp. 23–26.
6. Arnalds, Ó. – Gísladóttir, F.O. – Sigurjonsson, H. 2001. Sandy deserts of Iceland: an overview. *Journal of Arid Environments* 47. (3) pp. 359–371.
7. Atalay, I. 1997. Red Mediterranean soils in some karstic regions of Taurus mountains, Turkey. *Catena* 28. (3–4) pp. 247–260.
8. Assallay, A.M. – Rogers, C.D.F. – Smalley, I.J. – Jefferson, I.F. 1998. Silt: 2–62 μm , 9–4 Φ . *Earth-Science Reviews* 45. (1–2) pp. 61–88.
9. Ádám L. – Marosi S. – Szilárd J. 1954. A paksi löszfeltárás. *Földrajzi Közlemények* 2. (3) pp. 239–254.
10. Bach, W. 1986. Nuclear war: the effects of smoke and dust on weather and climate. *Progress in Physical Geography* 10. (3) pp. 315–363.
11. Bagnold, R.A. 1941. *The physics of blown sand and desert dunes*. Methuen, London, 265 p.
12. Barač, M. 1901. Mittheilungen über den mit dem Regen in der Nacht vom 10. auf den 11. März 1901 in Fiume gefallenen Staub. *Meteorologische Zeitschrift* 18. (10) pp. 463–464.
13. Barbour, G.B. 1927. *The loess of China*. Smithsonian Institution, Annual Report for 1926, pp. 279–296.
14. Barkan, J. – Alpert, P. – Kutiel, H. – Kishcha, P. 2005. Synoptics of dust transportation days from Africa toward Italy and central Europe. *Journal of Geophysical Research. Atmospheres* 110, D07208. 14 p.
15. Barkan, J. – Alpert, P. 2010. Synoptic analysis of a rare event of Saharan dust reaching the Arctic region. *Weather* 65. (8) pp. 208–211.
16. Bartholy J. – Pongrácz R. – Gelybó Gy. 2008a. Milyen mértékű éghajlatváltozás várható a Kárpát-medencében? *Légekör* 53. (2) pp. 19–23.

17. Bartholy J. – Pongrácz R. – Gelybó Gy. – Szabó P. 2008b. Milyen mértékű változás várható a Kárpát-medence éghajlati szélsőségeiben a XXI. század végére? *Légek* 53. (3) pp. 19–24.
18. Beget, J.E. 1996. Teprochronology and paleoclimatology of the last interglacial–glacial cycle recorded in Alaskan loess deposits. *Quaternary International* 34–36. pp. 121–126.
19. Beget, J.E. – Layer, P. – Stone, D. – Benowitz, J. – Addison, J. 2008. Evidence of permafrost formation two million years ago in Central Alaska. In: Kane, D.L. – Hinkel, K.M. (eds.): *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost*. University of Alaska, Fairbanks, pp. 95–100.
20. Berg, L.Sz. 1953. *Éghajlat és élet*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 523 p.
21. Bergametti, G. – Gomes, L. – Coudé-Gaussen, G. – Rognon, P. – Le Coustumer, M.-N. 1989. African dust over Canary Islands: Source-regions, identification and transport pattern for some summer situations. *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 94 (D12) pp. 14855–14864.
22. Blank, M. – Leinen, M. – Prospero, J.M. 1985. Major Asian aeolian inputs indicated by the mineralogy of aerosols and sediments in the western North Pacific. *Nature* 314. pp. 84–86.
23. Blott, S.J. – Pye, K. 2006. Particle size distribution analysis of sand-sized particles by laser diffraction: an experimental investigation of instrument sensitivity and the effects of particle shape. *Sedimentology* 53. pp. 671–685.
24. Blümel, W.D. 1982. Calcretes in Namibia and southeast Spain - relations to sub-stratum, soil formation and geomorphic factors. *Catena Supplement* 1. pp. 67–95.
25. Bond, G. – Showers, W. – Cheseby, M. – Lotti, R. – Almasi, P. – deMenocal, P. – Priore, P. – Cullen, H. – Hajdas, I. – Bonani, G. 1997. A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science* 278. pp. 1257–1266.
26. Bopp, L. – Kohfeld, K.E. – Le Quere, C. 2003. Dust impact on marine biota and atmospheric CO₂ during glacial periods. *Paleoceanography* 18. 17 p.
27. Borbély-Kiss, I. – Kiss, Á.Z. – Koltay, E. – Szabó, G. – Bozó, L. 2004. Saharan dust episodes in Hungarian aerosol: elemental signatures and transport trajectories. *Journal of Aerosol Science* 35. (10) pp. 1205–1224.
28. Brigham-Grette, J. – Carter, L. D. 1992. Pliocene marine transgressions of northern Alaska: circumarctic correlations and paleoclimatic interpretations. *Arctic* 45. pp. 74–89.
29. Brimhall, G.H. – Lewis, C.J. – Ague, J.J. – Dietrich, W.E. – Hampel, J. – Teague, T. – Rix, P. 1988: Metal enrichment in bauxites by deposition of chemically mature aeolian dust. *Nature* 333. pp. 819–824.
30. Bronger, A. 1974. Zur Loess-Boden-Stratigraphie und pleistozänen Klimageschichte des Karpatenbeckens unter Berücksichtigung mikromorphologischer und tonmineralogischer Untersuchungen. *Eiszeitalter und Gegenwart* 25. pp. 210–211.
31. Bronger, A. 1978. Zur Genese und Verwitterungsintensität fossiler Lossboden in Jugoslawien. In: Bronger, A. – Catt, J.A. (eds.): *Paleopedology: nature and application of paleosols*. Cremlingen, pp. 271–281.
32. Bronger, A. 2003. Correlation of loess–paleosol sequences in East and Central Asia with SE Central Europe: towards a continental Quaternary pedostratigraphy and paleoclimatic history. *Quaternary International* 106–107. pp. 11–31.

33. Bronger, A. – Heinkele, T. 1990. Mineralogical and clay mineralogical aspects of loess research. *Quaternary International* 7–8. pp. 37–53.
34. Bryant, I.D. 1982. Loess deposits in Lower Adventdalen, Spitsbergen. *Polar Research* 2. pp. 93–103.
35. Buggle, B. – Hambach, U. – Glaser, B.– Gerasimenko, N.– Marković, S.B. – Glaser, I. – Zöller, L. 2009. Stratigraphy, and spatial and temporal paleoclimatic trends in Southeastern/Eastern European loess–paleosol sequences. *Quaternary International* 196. pp. 86–106.
36. Bulla B. 1933. Morfológiai megfigyelések magyarországi löszös területeken. *Földrajzi Közlemények* 61. (7–8) pp. 169–201.
37. Bulla, B.1938. Der pleistozäne Löss im Karpathenbecken. *Földtani Közlöny* 68. (1-3) pp. 33–58.
38. Bullard, J.E. – Austin, M.J. 2011. Dust generation on a proglacial floodplain, West Greenland. *Aeolian Research* 3. pp. 43–54.
39. Bullen, M.E. – Burbank, D.W. – Garver, J.I. – Abdрахmatov, K.Y. 2001. Late Cenozoic tectonic evolution of the northwestern Tien Shan: New age estimates for the initiation of mountain building. *Geological Society of America Bulletin* 113. (12) pp. 1544–1559.
40. Busacca, A.J. 1989. Long Quaternary record in eastern Washington, USA, interpreted from multiple buried paleosols in loess. *Geoderma* 45. (2) pp. 105–122.
41. Busacca, A.J. 1991. Loess deposits and soils of the Palouse and vicinity. In: Morrison, R.B. (ed.). *The geology of North America, K-2, Quaternary non-glacial geology; coterminous United States*, Boulder, CO. Geological Society of America, pp. 216–228.
42. Chepil, W.S. – Woodruff, N.P. 1957. Sedimentary characteristics of dust storms – visibility and dust concentration. *American Journal of Science* 255. pp. 104–114.
43. Cholnoky J. 1907. A titeli plató. *A Kor* 2. (20) pp. 41–46.
44. Cholnoky J. é.n. *A sárkányok országából I-II*. Franklin-Társulat, Budapest, 328 p.
45. Chun, Y. – Boo, K.O. – Kim J. – Park, S.U. – Lee, M. 2001. Synopsis, transport, and physical characteristics of Asian dust in Korea. *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 106. (D16) pp. 18461–18470.
46. Coudé-Gaussen, G. 1983. The present cycle of aeolian desert dusts and the Quaternary peridesert loess sedimentation. *Giornale di Geologia* 45. pp. 167–182.
47. Coudé-Gaussen, G. 1991. Les poussières sahariennes: cycle sédimentaire et place dans les environnements et paléoenvironnements désertiques. John Libby Eurotext, Montrouge, 485 p.
48. Cremaschi, M. 1990a. Stratigraphy and palaeoenvironmental significance of the loess deposits on Susak Island (Dalmatian archipelago). *Quaternary International* 5. pp. 97–106.
49. Cremaschi, M. 1990b. The loess in northern and central Italy; a loess basin between the Alps and the Mediterranean regions. In: Cremaschi, M. (ed): *The loess in northern and central Italy; a loess basin between the Alps and the Mediterranean region (guidebook to the excursion in northern and central Italy, September–October 1988)*. Pubblicazione, Dipartimento de Scienze della Terra dell'Università degli Studi Milano. Sezione di Geologia e Paleontologia, Nuova Serie 602. pp. 15–19.

50. Czigány Sz. 1997. A beremendi löszfeltárás vizsgálata. *Földrajzi Értesítő* 46. (1–2) pp. 97–103.
51. D’Almeida, G.A. 1986. A model of Saharan dust transport. *Journal of Applied Meteorology* 25. (7) pp. 903–916.
52. Dansgaard, W. – Johnsen, S.J. – Clausen, H.B. – Dahl-Jensen, D. – Gundestrup, N.S. – Hammer, C.U. – Hvidberg, C.S. – Steffensen, J.P. – Sveinbjornsdottir, A.E. – Jousel, J. – Bond, G. 1993: Evidence for general instability of past climate from a 250 kyr ice-core record. *Nature* 364. pp. 218–220.
53. Darwin, C. 1846. An account of the fine dust which often falls on vessels in the Atlantic Ocean. *Quarterly Journal of the Geological Society of London* 2. pp. 26–30.
54. Delany, A.C. – Parkin, D.W. – Griffin, J.J. – Goldberg, E.D. – Reimann, B.E.F. 1967. Airborne dust collected at Barbados. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 31. (5) pp. 885–909.
55. Delgado, R. – Martin-Garcia, J.M. – Oyonarte, C. – Delgado, G. 2003. Genesis of the terrae rossae of the Sierra Gádor (Andalucia, Spain). *European Journal of Soil Science* 54. (1) pp. 1–16.
56. deMenocal, P.B. 2004. African climate change and faunal evolution during the Pliocene–Pleistocene. *Earth and Planetary Science Letters* 220. (1–2) pp. 3–24.
57. Derbyshire, E. 1978. The middle Hwang Ho loess lands. *The Geographical Journal* 144. (2) pp. 191–194.
58. Derbyshire, E. 1983. On the morphology, sediments and origin of the Loess Plateau of central China. In: Gardner, R. – Scoging, H. (eds): *Mega-geomorphology*. Clarendon Press, Oxford, pp. 172–194.
59. Dezső, J. – Raucsik, B. – Viczián, I. 2007. Granulometric and mineralogical analysis of karstic fissure filling sediments in the Villány Mts. (S Hungary). *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina (Geology, Geomorphology, Physical Geography Series)* 2. pp. 151–180.
60. Dijkmans, J.W.A. – Törnqvist, T.E. 1991. Modern periglacial eolian deposits and landforms of the Søndre Strømfjord area, West Greenland and the palaeoenvironmental implications. *Meddelelser om Grønland. Geoscience* 25. pp. 1–39.
61. 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* 40. pp. 53–60.
62. 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* 161. (1–4) pp. 135–143.
63. Ding, Z.L. – Xiong, S.F. – Sun, J.M. – Yang, S.L. – Gu, Z.Y. – Liu, T.S. 1999. Pedostratigraphy and paleomagnetism of a ~7.0 Ma eolian loess-red clay sequence at Lingtai, Loess Plateau, north-central China and the implications for paleomonsoon evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 152. (1–2) pp. 49–66.

64. Ding, Z.L. – Rutter, N.W. – Sun, J. – Yang, S. – Liu, T.S. 2000. Re-arrangement of atmospheric circulation at about 2.6 Ma over northern China: evidence from grain size records of loess-palaeosol and red clay sequences. *Quaternary Science Reviews* 19. (6) pp. 547–558.
65. 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* 200. (3–4) pp. 387–400.
66. Dobson, M. 1781. An account of the Harmattan, a singular African wind. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*. 71. pp. 46–57.
67. Dodonov, A.E. 1979. Stratigraphy of the Upper Pliocene–Quaternary deposits of Tadjikistan (Soviet Central Asia). *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* 22. (1–4) pp. 63–73.
68. Dodonov, A.E. 1984. Stratigraphy and correlation of upper Pliocene–Quaternary deposits of Central Asia. In: Pécsi, M. (ed): *Lithology and stratigraphy of loess and paleosols*, 11th International Congress on Quaternary (INQUA), Moscow 1982, Hungarian Academy of Sciences, Geographical Research Institute, Theory–Methods–Practice 30. Budapest, pp. 201–212.
69. Dodonov, A.E. 2005. The stratigraphic transition and suggested boundary between the Early and Middle Pleistocene in the loess record of northern Eurasia. In: Head, M.J. – Gibbard, P.L. (eds.): *Early–Middle Pleistocene transitions*. Geological Society, London, pp. 209–220.
70. Dodonov, A.E. – Baiguzina, L.L. 1995. Loess stratigraphy of Central Asia: paleoclimatic and paleoenvironmental aspects. *Quaternary Science Reviews* 14. (7–8), pp. 707–720.
71. Dong, G. – Chen, H. – Jing, J. – Wang, Y. 1991. Cenozoic paleo-eolian sands in the south marginal area of the Taklimakan Desert. *Glaciers and Environments of West China*. Science Press, Beijing, pp. 42–48.
72. Doornkamp, J.C. – Brunson, D. – Jones, D.K.C. 1980. *Geology, geomorphology, and pedology of Bahrain*. Geobooks, Norwich, 443 p.
73. Draxler, R.R. – Rolph, G.D. 2011. HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) Model access via NOAA ARL READY Website (<http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>). NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, MD.
74. Durn, G. – Ottner, F. – Slovenec, D. 1999. Mineralogical and geochemical indicators of the polygenetic nature of terra rossa in Istria, Croatia. *Geoderma* 91. (1–2) pp. 125–150.
75. Engelstaedter, S. – Tegen, I. – Washington, R. 2006. North African dust emissions and transport. *Earth-Science Reviews* 79. (1–2) pp. 73–100.
76. EPICA Community Members. 2004: Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature* 429. pp. 623–628.
77. Faustov, S.S. – Virina, E.I. – Tsatskin, A. – Gendler, T.S. – Heller, F. 2009. The Matuyama/Brunhes boundary in loess sections in the south of the East European Plain and their correlation on the basis of palaeomagnetic and palaeopedologic data. *Quaternary International* 201. (1–2) pp. 60–66.
78. Fábrián Sz.Á. – Kovács J. – Varga G. 2002. Újabb sivatagi fénymázás kérgék Magyarországról. *Földrajzi Értesítő* 51. (3–4) pp. 407–412.

79. Fábrián Sz.Á. – Kovács J. – Varga G. 2008. Az atkári késő-miocén csontleletről. *Földrajzi Értesítő* 57. (3–4) pp. 249–255.
80. Fábrián 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.
81. Fink, J. – Kukla, G. 1977. Pleistocene climates in Central Europe: at least 17 interglacials after the Olduvai event. *Quaternary Research* 7. (3) pp. 363–371.
82. Fink, J. – Haase, G. – Ruske, R. 1977. Bemerkungen zur Lößkarte von Europa, 1:2,5 Mio. *Petermanns Geographische Mitteilungen* 121. (2) pp. 81–94.
83. Fitzgerald, P.G. – Stump, E. – Redfield, T.F. 1993. Late Cenozoic uplift of Denali and its relation to relative plate motion and fault morphology. *Science* 259. pp. 497–499.
84. Forsten, A. – Sharapov S. 2000. Fossil equids (Mammalia, Equidae) from the Neogene and Pleistocene of Tadzhikistan. *Geodiversitas* 22. (2) pp. 293–314.
85. Franzén, L.G. – Hjelmroos, M. – Kallberg, P. – Brorstrom-Lunden, E. – Junitto, S. – Savolainen, A. 1994. The yellow snow episode of Northern Fennoscandia, March 1991 – a case study of long-distance transport of soil, pollen and stable organic compounds. *Atmospheric Environment* 28. (22) pp. 3587–3604.
86. 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* 37. pp. 863–877.
87. Frye, J.C. – Fent, O.S. 1947. The Late Pleistocene loesses of central Kansas. *Kansas State Geological Survey Bulletin* 70. (3) pp. 29–52.
88. Gábris, Gy. 2007. The relation between the time scale of the Quaternary surface processes and oxygen isotope stratigraphy – according to the loess–palaeosoil sequences and river terraces in Hungary. *Földtani Közlöny* 137. (4) pp. 515–540.
89. Galović, L. – Frechen, M. – Halamić, J. – Durn, G. – Romić, M. 2009. Loess chronostratigraphy in Eastern Croatia – A luminescence dating approach. *Quaternary International* 198. (1–2) pp. 85–97.
90. Ganor, E. – Foner, H.A. 2001. Mineral dust concentrations, deposition fluxes and deposition velocities in dust episodes over Israel. *Journal of Geophysical Research. Atmospheres* 106. (D16) pp. 18431–18438.
91. Gendler, T.S. – Heller, F. – Tsatskin, A. – Spassov, S. – Pasquier, J.D. – Faustov, S.S. 2006. Roxolany and Novaya Etuliya – key sections in the western Black Sea loess area: Magnetostratigraphy, rock magnetism, and paleopedology. *Quaternary International* 152–153. pp. 78–93.
92. Gerasimov, I.P. 1973. Chernozems, buried soils and loesses of the Russian Plain: their age and genesis. *Soil Science* 116. (3) pp. 202–210.
93. Gerasopoulos, E. – Kouvarakis, G. – Babasakalis, P. – Vrekoussis, M. – Putaud, J.P. – Mihalopoulos, N. 2006. Origin and variability of particulate matter (PM₁₀) mass concentrations over the Eastern Mediterranean. *Atmospheric Environment* 40. (25) pp. 4679–4690.

94. Gill, T.E. 1996. Eolian sediments generated by anthropogenic disturbance of playas: human impacts on the geomorphic system and geomorphic impacts on the human system. *Geomorphology* 17. (1–3) pp. 207–228.
95. Gillies, J.A. – Nickling, W.G. – McTainsh, G.H. 1996. Dust concentration and particle-size characteristics of an intense dust haze event: Inland Delta Region, Mali, West Africa. *Atmospheric Environment* 30. (7) pp. 1081–1090.
96. Ginoux, P.M. – Chin, I. – Tegen, I. – Prospero, J. – Holben, M. – Dubovik, O. – Lin, S.J. 2001: Global simulation of dust in the troposphere: model description and assessment. *Journal of Geophysical Research*. 106. pp. 20255–20273.
97. Ginoux, P.M. – Prospero, J.M. – Torres, O. – Chin M. 2004. Long-term simulation of global dust distribution with the GOCART model: correlation with North Atlantic Oscillation. *Environmental Modelling and Software* 19. (2) pp. 113–128.
98. Ginzbourg, D. – Yaalon, D.H. 1963. Petrography and origin of the loess in the Beer Sheva basin. *Israel Journal of Earth Sciences* 12. (2) pp. 68–70.
99. Goudie, A.S. – Parker, A.G. – Bull, P.A. – White, K. – al-Farraj, A. 2001. Desert loess in Ras Al Khaimah, United Arab Emirates. *Journal of Arid Environments* 47. (2) pp. 123–135.
100. Goudie, A.S. – Middleton, N.J. 2006. *Desert Dust in the Global System*. Springer, 287 p.
101. Grahmann, R. 1932. Der Löss der Europa. *Mitteilungun der Gesellschaft für Erdkund zu Leipzig 1930–1931*, 51. pp. 5–24.
102. Griffin, D.W. – Kellogg, C.A. – Shinn, E.A. 2001: Dust in the wind: Long range transport of dust in the atmosphere and its implications for global public and ecosystem health. *Global Change and Human Health* 2. pp. 20–33.
103. 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* 30. (6) pp. 1277–1280.
104. Hahn Gy. 1969. Több mint 100 éves a magyar löszkutatás. *Földtani Kutatás* 12. (3) pp. 29–48.
105. Halmai J. – Jámbor Á. – Ravasz-Baranyai L. – Vető I. 1982. A Tengelic-2. sz. fúrás földtani eredményei. *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* 65. (1) 235 p.
106. Harrison, S.P. – Kohfeld, K.E. – Roelandt, C. – Claquin, T. 2001. The role of dust in climate changes today, at the last glacial maximum and in the future. *Earth-Science Reviews* 54. (1–3) pp. 43–80.
107. Hay, W.W. – Soeding, E. – DeConto, R.M. – Wold, C.N. 2002. The Late Cenozoic uplift – climate change paradox. *International Journal of Earth Sciences* 91. (5) pp. 746–774.
108. Hellmann, G. 1901. Vorläufige Mitteilung über den Staub-Regenfall in Norddeutschland am 11. März 1901. *Meteorologische Zeitschrift* 18. (3) pp. 138–139.
109. Hellmann, J.G.G. 1903. Der Staubfälle vom 21 bis 23 Februar 1903. *Meteorologische Zeitschrift* 20. (3) pp. 133–135.
110. Henriksson, A. S. – Sarnthein, M. – Eglinton, G. – Poynter, J. 2000: Dimethylsulfide production variations over the past 200 k.y. in the Equatorial Atlantic: a first estimate. *Geology* 28. pp. 499–502.

111. Herman, J.R. – Bhartia, P.K. – Torres, O. – Hsu, C. – Sefstor, C. – Celarier, E. 1997. Global distribution of UV-absorbing aerosols from Nimbus 7 TOMS data. *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 102. (D14) pp. 16911–16922.
112. Herwitz, S.R. – Muhs, D.R. – Prospero, J.M. – Mahan, S. – Vaughn, B. 1996. Origin of Bermuda's clay-rich Quaternary paleosols and their paleoclimatic significance. *Journal of Geophysical Research* 101. (D18) pp. 23389–23400.
113. Hobbs, W.H. 1931. Loess, pebble bands and boulders from glacial outwash of the Greenland continental glacier. *Journal of Geology* 39. pp. 381–385.
114. Hobbs, W.H. 1942. Wind – the dominant transportation agent within extramarginal zone to continental glaciers. *The Journal of Geology* 50. (5) pp.556-559.
115. Hong, H. – Li, Z. – Yang, M. – Xiao, P. – Xue, H. 2009. Kaolin in net-like horizon of laterite in Hubei, south China. *Clay Minerals* 57. pp. 602–615.
116. Iriondo, M.H. 1997. Models of deposition of loess and loessoids in the upper quaternary of South America. *Journal of South American Earth Sciences* 10. (1) pp. 71–79.
117. Ivanova, I.K. – Velichko, A.A. 1968. Short note about loesses in the European part of the Soviet Union. In: Schultz, C.B. – Frye, J.C. (eds.): *Loess and related eolian deposits of the world. 7th International Congress on Quaternary (INQUA), Boulder 1965, Report 12, University of Nebraska Press, Lincoln*, pp. 345–349.
118. Jackson, M.L. – Clayton, R.N. – Violante, A. – Violante, P. 1982. Eolian influence on terra rossa soils of Italy traced by quartz oxygen isotopic ratio. In: van Olphen, H. – Veniale, F. (eds.): *International Clay Conference, Bologna and Pavia, Italy, September 1981, Elsevier, Amsterdam*, pp. 293-300.
119. Jaenicke, R. – Schütz, L. 1978. Comprehensive study of physical and chemical properties of the surface aerosols in the Cape Verde Islands regions. *Journal of Geophysical Research. Oceans and Atmospheres* 83. (C7) pp. 3585–3599.
120. Jahn, R. – Zarei, M. – Stahr, K. 1991. Genetic implications of quartz in “Terra Rossa”-soils in Portugal. *Proceedings of 7th Euroclay Conference, Dresden*, pp. 541–546.
121. Janicot, S. – Moron, V. – Fontaine, B. 1996. Sahel droughts and Enso dynamics. *Geophysical Research Letters* 23. (5) pp. 515–518.
122. Jám bor Á. 1980. A pannoniai képződmények rétegtanának alapvonalakozása. *Általános Földtani Szemle* 14. pp. 113–124.
123. Jánossy D. 1979. A magyarországi pleisztocén tagolása gerinces faunák alapján. *Akadémiai Kiadó, Budapest*, 207 p.
124. Jeong, G.Y. – Hillier, S. – Kemp, R.A. 2008. Quantitative bulk and single-particle mineralogy of a thick Chinese loess–paleosol section: implications for loess provenance and weathering. *Quaternary Science Reviews* 27. (11–12), pp. 1271–1287.
125. Johnson, S.Y. 1989. Significance of loessite in the Maroon Formation (Middle Pennsylvania to Lower Permian), Eagle Basin, northwestern Colorado. *Journal of Sedimentary Petrology* 59. pp. 782–791.

126. Jordan, T.E. – Isacks, B.L. – Allemdinger, R.W. – Brewer, J.A. – Ramos, V.A. – Ando, C.J. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca Plate. *Geological Society of America Bulletin* 94. (3) pp. 341–361.
127. Kalnay, E. – Kanamitsu, M. – Kistler, R. – Collins, W. – Deaven, D. – Gandin, L. – Iredell, M. – Saha, S. – White, G. – Woollen, J. – Zhu, Y. – Leetmaa, A. – Reynolds, B. – Chelliah, M. – Ebisuzaki, W. – Higgins, W. – Janowiak, J. – Mo, K. C. – Ropelewski, C. – Wang, J. – Jenne, R. – Joseph, D. 1996. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of American Meteorological Society* 77. pp. 437–471.
128. Kemp, R.A. – Zárate, M.A. 2000. Pliocene pedosedimentary cycles in the southern Pampas, Argentina. *Sedimentology* 47. pp. 3–14.
129. Kertész Á. – Papp S. – Sántha A. 2001. Az aridifikáció folyamatai a Duna-Tisza közén. *Földrajzi Értesítő* 50. (1–4) pp. 115–126.
130. Kidson, E. 1930. Dust from Australia. *New Zealand Journal of Science and Technology* 11. (6) pp. 417–418.
131. Kis, É. – Schweitzer, F. 2010. Dust accumulation and loess formation under the oceanic semi-arid climate of Tenerife, Canary Islands. *Hungarian Geographical Bulletin* 59. (2) pp. 207–230.
132. Kis, É. – Schweitzer, F. – Futó, I. – Vodila, G. – Balogh, J. – Di Glédia, M. 2011. Special paleogeographic characteristics and changes in $\delta^{18}\text{O}$ values in Upper Pleistocene deposits of the Moravian Plateau. *Hungarian Geographical Bulletin* 60. (3) pp. 247–259.
133. Kiss, P. – Jánosi, I. – Torres, O. 2007. Early calibration problems detected in TOMS Earth-Probe aerosol signal. *Geophysical Research Letters* 34. (7) L07803. 5 p.
134. Kohfeld, K.E. – Harrison, S.P. 2001. DIRTMAP: the geological record of dust. *Earth-Science Reviews* 54. (1–3) pp. 81–114.
135. Kohfeld, K.E. – Harrison, S.P. 2003. Glacial-interglacial changes in dust deposition on the Chinese Loess Plateau. *Quaternary Science Reviews* 22. (18–19), pp. 1859–1878.
136. Kohfeld, K.E. – Tegen, I. 2007. Record of Mineral Aerosols and Their Role in the Earth System. *Treatise on Geochemistry* 4. (13) pp. 1–26.
137. Kolozsár L. – Marsi I. 1999. Az Üveghuta melletti dombvidék (Mórági-rög K-i része) negyedidőszaki képződményei. *Földtani Közlöny* 129. (4) pp. 521–540.
138. Koltay, E. – Borbély-Kiss, I. – Kertész, Zs. – Kiss, Á.Z. – Szabó, Gy. 2006. Assignment of Saharan dust sources to episodes in Hungarian atmosphere by PIXE and TOMS observations. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry* 267. (2) pp. 449–459.
139. Konert, M. – Vandenberghe, J. 1997. Comparison of laser grain-size analysis with pipette and sieve analysis: a solution for the underestimation of the clay fraction. *Sedimentology* 44. (3) pp. 523–535.
140. Kovács, J. 2003. Terrestrial red clays in the Carpathian basin: a palaeoenvironmental approach. *Geomorphologia Slovaca* 3. (2) pp. 86–89.
141. Kovács, J. 2008. Grain-size analysis of the Neogene red clay formation in the Pannonian Basin. *International Journal of Earth Sciences* 97. (1) pp. 171–178.

142. Kovács, J. – Varga, Gy. – Dezső, J. 2008. Comparative study on the Late Cenozoic red clay deposits from China and Central Europe (Hungary). *Geological Quarterly* 52. (4) pp. 369–382.
143. Kovács, J. – Fábrián, Sz.Á. – Varga, G. – Újvári, G. – Varga, Gy. – Dezső, J. 2011. Plio–Pleistocene red clay deposits in the Pannonian Basin: A review. *Quaternary International* 240. (1–2) pp. 35–43.
144. Kovács, J. – Raucsik, B. – Újvári, G. – Varga, Gy. – Varga, A. – Ottner, F. (bírálat alatt). Clay mineralogy and chemical weathering of Plio/Pleistocene red clay deposits from Hungary and their paleoclimatological implications. *Turkish Journal of Earth Sciences*.
145. Kretzoi M. 1969. A magyarországi quarter és pliocén szárazföldi sztratigráfiájának vázlatja. *Földrajzi Közlemények* 17. (3) pp. 197–204.
146. Kretzoi M. 1983. Kontinenstörténet és biosztratigráfia a felső harmadkor és a negyedidőszak folyamán a Kárpát-medencében és korrelációi. *Földrajzi Közlemények* 31. (3–4) pp. 230–240.
147. Kriván P. 1955. A közép-európai pleisztocén éghajlati tagolódása és a paksi alapszelvény. *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* 43. (3) pp. 364–512.
148. Kuhlemann, J. – Frisch, W. – Székely, B. – Dunkl, I. – Kázmér, M. 2002. Post-collisional sediment budget history of the Alps: tectonic versus climatic control. *International Journal of Earth Sciences* 91. (5) pp. 818–837.
149. Kuhlemann, J. 2007. Paleogeographic and paleotopographic evolution of the Swiss and Eastern Alps since the Oligocene. *Global and Planetary Change* 58. (1–4) pp. 224–236.
150. Kukla, G.J. 1978. The classical European glacial stages: correlation with deep-sea sediments. *Transactions of the Nebraska Academy of Sciences* 6. pp. 57–93.
151. Kukla, G. – Cílek, V. 1996. Plio–Pleistocene megacycles: record of climate and tectonics. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 120. (1–2) pp. 171–194.
152. Kutzbach, J.E. – Gallimore, R.G. 1989: Pangean climates: megamonsoons of the megacontinent. *Journal of Geophysical Research* 94. pp. 3341–3357.
153. Lateef, A.S.A. 1988. Distribution, provenance, age and palaeoclimatic record of the loess in central North Iran. In: Eden, D.N. – Furkert, R.J. (eds.): *Loess: its distribution, geology and soils*. Balkema, Rotterdam pp. 93–101.
154. Lazarenko, A.A. 1984. The loess of Central Asia. In: Velichenko, A.A. (ed.): *Late Quaternary environments in the Soviet Union*. Longman, London, pp. 125–131.
155. Leonhard, K.C. von 1823. *Charakteristik der Felsarten*. Joseph Englemann Verlag, Heidelberg, 772 p.
156. Lepple, F.K. – Brine, C.J. 1976. Organic constituents in eolian dust and surface sediments from Northwest Africa. *Journal of Geophysical Research* 81. (6) pp. 1141–1147.
157. Liao, H. – Steinfeld, J.H. 1998. Radiative forcing by mineral dust aerosols: sensitivity to key variables. *Journal of Geophysical Research* 103. pp. 31637–31645.
158. Lim, J. – Matsumoto, E. 2008. Estimation of aeolian dust flux on Cheju Island, Korea, during the Mid- to Late Holocene. *Quaternary International* 176–177. pp. 104–114.
159. Lisiecki, L. – Raymo, M.E. 2005. A Pliocene–Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography* 20. PA1003. 17 p.

160. Lisiecki, L. – Raymo, M.E. 2007. Plio-Pleistocene climate evolution: trends in obliquity and precession responses. *Quaternary Science Reviews* 26. (1–2) pp. 56–69.
161. Liu M. – Westphal, D.L. – Walker, A.L. – Holt, T.R. – Richardson, K.A. – Miller, S.D. 2007. COAMPS real-time dust storm forecasting during Operation Iraqi Freedom. *Weather and Forecasting* 22. (1) pp. 192–206.
162. Liu, Q. – Torrent, J. – Maher, B.A. – Yu, Y. – Deng, C. – Zhu, R. – Zhao, X. 2005. Quantifying grain size distribution of pedogenic magnetic particles in Chinese loess and its significance for pedogenesis. *Journal of Geophysical Research Solid Earth* 110. B11102 7 p.
163. Liu, T.S. – Chang, T. 1964. The 'huangtu' (loess) of China. In: 6th International Congress on Quaternary (INQUA), Warsaw, Report 4, pp. 503–524.
164. Liu, T.S. et al. 1985. *Loess and the Environment*. China Ocean Press, Beijing, 249 p.
165. Liu, T.S. – Ding, Z.L. – Rutter, N. 1999. Comparison of Milankovitch periods between continental loess and deep sea records over the last 2.5 Ma. *Quaternary Science Reviews* 18. (10–11) pp. 1205–1212.
166. Lóczy L. 1886. Jelentés az 1886. évben eszközölt földtani részletes felvételekről. MÁFI évi jelentés, 115 p.
167. 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.
168. Lóczy L. 1913. A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. In: Lóczy L. (szerk.): *A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei*. I. kötet, I. rész, I. szakasz. Magyar Földrajzi Társaság Balaton-Bizottsága, Budapest, 617 p.
169. Lóki J. 2003. A szélrózsió mechanizmusa és magyarországi hatásai. MTA doktori értekezés. Debrecen, 264 p.
170. 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 Sciences* 16. (1) pp. 89–97.
171. Lugin, A.L. 1962. The origin and sources of loess in the central plains and adjoining areas of the central lowland. *University of Nebraska Studies* 26. 105 p.
172. Lukashov, K.I. – Lukashov, V.K. – Dobrovolskaya, I.A. 1968. Lithochemical properties of loess in Byelorussia and Central Asia. In: Schultz, C.B. – Frye, J.C. (eds.): *Loess and related eolian deposits of the world*, 7th International Congress on Quaternary (INQUA), Boulder 1965, Report 12. University of Nebraska Press, Lincoln p. 232.
173. Lun, I.Y.F. – Lam, J.C. 2000. A study of Weibull parameters using long-term wind observations. *Renewable Energy* 20. (2) pp. 145–153.
174. MacLeod, D.A. 1980. The origin of the red Mediterranean soils in Epirus, Greece. *Journal of Soil Science* 31. (1) pp. 125–136.
175. Maher, B.A. – Prospero, J.M. – Mackie, D. – Gaiero, D. – Hesse, P.P. – Balkanski, Y. 2010. Global connections between aeolian dust, climate and ocean biogeochemistry at the present day and at the last glacial maximum. *Earth-Science Reviews* 99. pp. 61–97.

176. Mahowald, N. – Kohfeld, K. – Hansson, M. – Balkanski, Y. – Harrison, S.P. – Prentice, I.C. – Schulz, M. – Rodhe, H. 1999: Dust sources and deposition during the last glacial maximum and current climate: a comparison of model results with paleodata from ice cores and marine sediments. *Journal of Geophysical Research* 104. pp. 15895–15916.
177. Mahowald, N.M. – Muhs, D.R. – Levis, S. – Rasch, P.J. – Yoshioka, M. – Zender, C.S. – Luo, C. 2006. Change in atmospheric mineral aerosols in response to climate: Last glacial period, preindustrial, modern, and doubled carbon dioxide climates. *Journal of Geophysical Research* 111. D10202. 22 p.
178. Markovic-Marjanovic, J. 1968. Loess section in the Danube Valley, Yugoslavia, and their importance for the Quaternary stratigraphy of south-eastern Europe. In: Schultz, C.B. – Frye, J.C. (eds.): *Loess and related eolian deposits of the world, 7th International Congress on Quaternary (INQUA), Boulder 1965, Report 12.* University of Nebraska Press, Lincoln pp. 261–278.
179. Markovic, S.B. – Oches, E.A. – Jovanovic, M. – Gaudenyi, T. – Hambach, U. – Zöller, L. – Sümeği, P. 2004. Paleoclimate record in the Late Pleistocene loess-paleosol sequence at Misesluk (Vojvodina, Serbia). *Quaternaire* 15. (4) pp. 361–368.
180. Markovic, S.B. – McCoy, W.D. – Oches, E.A. – Savic, S. – Gaudenyi, T. – Jovanovic, M. – Stevens, T. – Walther, R. – Ivanisevic, P. – Galic, Z. 2005. Paleoclimate record in the Upper Pleistocene loess-paleosol sequence at Petrovaradin brickyard (Vojvodina, Serbia). *Geologica Carpathica* 56. (6) pp. 545–552.
181. Markovic, S.B. – Oches, E. – Sümeği, P. – Jovanovic, M. – Gaudenyi, T. 2006. An introduction to the Middle and Upper Pleistocene loess–paleosol sequence at Ruma brickyard, Vojvodina, Serbia. *Quaternary International* 149. (1) pp. 80–86.
182. Markovic, S.B. – Hambach, U. – Catto, N. – Jovanovic, M. – Buggle, B. – Machalet, B. – Zöller, L. – Glaser, B. – Frechen, M. 2009. Middle and Late Pleistocene loess sequences at Batajnica, Vojvodina, Serbia. *Quaternary International* 198. (1–2) pp. 255–266.
183. Marsi I. 2000. A gránit fedőüledékeinek földtana a Mórággyi-rög keleti részén. *A Magyar Állami Földtani Intézet Jelentése, 1999.* pp. 160–170.
184. Marsi I. – Koloszar L. 2004. A beremendi Szőlő-hegy pliocén és kvarter képződményei. *Földtani Közlöny* 134. (1.) pp. 75–94.
185. Marticorena, B. – Bergametti, G. 1996. Two-year simulations of seasonal and interannual changes of Saharan dust emission. *Geophysical Research Letters* 23. (15) pp. 1921–1924.
186. Marx, S.K. – McGowan, H.A. 2005. Dust transportation and deposition in a superhumid environment, West Coast, South Island, New Zealand. *Catena* 59. (2) pp. 147–171.
187. Mason, J.A. – Jacobs, P.M. – Greene, R.S.B. – Nettleton, W.D. 2003. Sedimentary aggregates in the Peoria Loess of Nebraska, USA. *Catena* 53. (4) pp. 377–397.
188. Mason, J.A. – Greene, R.S.B. – Joeckel, R.M. 2011. Laser diffraction analysis of the disintegration of aeolian sedimentary aggregates in water. *Catena* 87. pp. 107–118.
189. Matassoni, L. – Pratesi, G. – Centioli, D. – Cadoni, F. – Lucarelli, F. – Nava, S. – Malesani, P. 2011. Saharan dust contribution to PM₁₀, PM_{2.5} and PM₁ in urban and suburban areas of Rome: A comparison between single-particle SEM-EDS analysis and whole-sample PIXE analysis. *Journal of Environmental Monitoring* 13. (3) pp. 732–742.

190. Mattson, J.O. – Nihlén, T. 1995. The transport of Saharan dust to southern Europe: a scenario. *Journal of Arid Environments* 32. (2) pp. 111–119.
191. Mavlyanov, G.A. – Islamov, A.I. – Nazarov, M.Z. – Kasymov, S.M. 1966. Loess rocks in the central and southern parts of Central Asia. In: *Lessovye porody SSSR*. Nauka, Moskva pp. 221–224.
192. Mayhew, D.F. 2012. Revision of the fossil vole assemblage (Mammalia, Rodentia, Arvicolidae) from Pleistocene deposits at Kisláng, Hungary. *Paleontology* 55. (1) pp. 11–29.
193. Mays, M.D. – Nettleton, W.D. – Greene, R.S.B. – Mason, J.A. 2003. Dispersibility of glacial loess in particle size analysis, USA. *Australian Journal of Soil Research* 41. (2) pp. 229–244.
194. McDonald, E.V. – Busacca, A.J. 1998. Unusual timing of regional loess sedimentation triggered by glacial outburst flooding in the Pacific Northwest US. In: Busacca, A. – Lilligren, S. – Newell, K. (eds.). *Dust aerosols, loess soils and global change: An interdisciplinary conference and field tour on dust in ancient environments and contemporary environmental management, October 1998, Seattle, Washington, Washington State University College of Agriculture and Home Economics Miscellaneous Publication no. 190*. pp. 163–166.
195. McTainsh, G.H. 1987. Desert loess in northern Nigeria. *Zeitschrift für Geomorphologie* 31. pp. 145–165.
196. McTainsh, G.H. – Nickling, W.G. – Lynch, A.W. 1997. Dust deposition and particle size in Mali, West Africa. *Catena* 29. pp. 307–322.
197. Merino, E. – Banerjee, A. 2008 Terra rossa genesis, implications for karst, and eolian dust: A geodynamic thread. *The Journal of Geology* 116. pp. 62–75.
198. Mill, H.R. 1902. The great dust-fall of March 9-12, 1901. *Symons's Meteorological Magazine* 37. (434) pp. 24–26.
199. Mill, H.R. 1903. The great dustfall of February, 1903. *Symons's Meteorological Magazine* 38. (446) pp. 21–25.
200. Mill, H.R. – Lempfert, R.G.K. 1904. The great dust-fall of February 1903, and its origin. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 30. (129) pp. 57–73
201. Molnar, P. – England, P. 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? *Nature* 346. pp. 29–34.
202. Mori, I. – Nishikawa, M. – Tanimura, T. – Hao, Q. 2003: Change in size distribution and chemical composition of kosa (Asian dust) aerosol during long-range transport. *Atmospheric Environment* 37. pp. 4253–4263.
203. Mosley-Thompson, E. – Thompson, L.G. 1982. Nine centuries of microparticle deposition at the South Pole. *Quaternary Research* 17. (1) pp. 1–13.
204. Moulin, C. – Lambert, C.E. – Dulac, F. – Dayan, U. 1997. Control of atmospheric export of dust by the North Atlantic Oscillation. *Nature* 387. pp. 691–694.
205. Muhs, D.R. – Bush, C.A. – Stewart, K.C. – Rowland, T.R. – Crittenden, R.C. 1990: Geochemical evidence of Saharan dust parent material for soils developed on Quaternary limestones of Caribbean and western Atlantic islands. *Quaternary Research* 33. (2) pp. 157–177.

206. Muhs, D.R. – Bettis, E.A. 2003. Quaternary loess–paleosol sequences as examples of climate-driven sedimentary extremes. *Geological Society of America Special Paper* 370. pp. 53–74.
207. Muhs, D.R. – Budahn, J. – Avila, A. – Skipp, G. – Freeman, J. – Patterson, DeA. 2010. The role of African dust in the formation of Quaternary soils on Mallorca, Spain and implications for the genesis of Red Mediterranean soils. *Quaternary Science Reviews* 29 (19–20) pp. 2518–2543.
208. Nagashima, K. – Tada, R. – Matsui, H. – Irino, T. – Tani, A. – Toyoda, S. 2007. Orbital- and millennial-scale variations in Asian dust transport path to the Japan Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 247. (1–2) pp. 144–161.
209. Nagy A. 2009. Magyarországra szaharai port szállító időjárási helyzetek elemzése MSG műholdképek alapján. MSc diplomamunka, Eötvös Loránd Tudományegyetem Meteorológiai Tanszék, Budapest, 82 p.
210. Natsagdorj, L. – Jugder, D. – Chung Y.S. 2003. Analysis of dust storms observed in Mongolia. *Journal of the Korean Meteorological Society* 38. (3) pp. 209–223.
211. Nádor, A. – Lantos, M. – Tóth-Makk, Á. – Thamó-Bozsó, E. 2003. Milankovitch-scale multi-proxy records from fluvial sediments of the last 2.6 Ma, Pannonian Basin, Hungary. *Quaternary Science Reviews* 22. (20) pp. 2157–2175.
212. Nettleton, W.D. – Chadwick, O.A. 1996. Late Quaternary, redeposited loess-soil development sequences, South Yemen. *Geoderma* 70. (1) pp. 21–36.
213. Nickling, W.G. 1978. Eolian sediment transport during dust storms: Slims River Valley, Yukon Territory. *Canadian Journal of Earth Sciences* 15. (7) pp. 1069–1084.
214. Nikiforova, K.V. 1997. The Pliocene and Pleistocene of the European part of the Commonwealth of Independent States. In: Van Couvering, J.A. (ed.): *The Pleistocene Boundary and the Beginning of the Quaternary*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 221–226.
215. Nikolaev, S. 1898. A long-continued dust fog (mgla). *Meteorologicheskii vestnik*, St. Petersburg pp. 222–273.
216. Novothny, Á. – Frechen, M. – Horváth, E. – Bradák, B. – Oches, E.A. – McCoy, W.D. – Stevens, T. 2009. Luminescence and amino acid racemization chronology of the loess–paleosol sequence at Süttő, Hungary. *Quaternary International* 198. (1–2) pp. 62–76.
217. Nugteren, G. – Vandenberghe, J. – Van Huissteden, J.K. – An, Z. 2004. A Quaternary climate record based on grain size analysis from the Luochuan loess section on the central Loess Plateau, China. *Global and Planetary Change* 41. (3–4) pp. 167–183.
218. Obrucsev, V.A. 1945. Loess types and their origin. *The American Journal of Science* 243. (5) pp. 256–262.
219. Obrucsev, V.A. 1951. *Ismerkedés a geológiával*. Művelt Nép Könyvkiadó, Budapest, 360 p.
220. Oliver, F.W. 1945. Dust-storms in Egypt and their relation to the war period, as noted in Maryut, 1939–45. *The Geographical Journal* 106. (1–2) pp. 26–49.
221. Orlovsky, N. – Orlovsky, L. 2001. White sand storms in Central Asia. In: Yang, Y. – Squires, V.R. – Lu, Q. (eds.): *Global Alarm: Dust and Sandstorms from the World's Drylands*, United Nations Publication E.02.II.F.50, pp. 169–201.

222. Paton, T.R. 1978. *The Formation of Soil Material*. George Allen & Unwin Press, London, 143 p.
223. Patterson, E.M. – Gillette, D.A. 1977. Measurements of visibility vs. mass concentration for airborne soil particles. *Atmospheric Environments* 10. pp. 83–96.
224. Pécsi M. 1965a. A basaharci löszfeltárás. *Földrajzi Közlemények* 13. (4) pp. 354–355.
225. Pécsi M. 1965b. A mendei löszfeltárás. *Földrajzi Közlemények* 13. (4) 344–345.
226. Pécsi, M. 1968. Loess. In: Fairbridge, R.W. (ed.): *The Encyclopaedia of Geomorphology*, Reinhold, New York, pp. 674–678.
227. Pécsi M. 1977. A hazai és európai löszképződmények paleogeográfiai kutatása és összehasonlítása. *Geonómia és Bányászat*. MTA X. Osztályának Közleményei. 10. (3–4) pp. 183–221.
228. Pécsi, M. 1984a. Is typical loess older than one million years? In: Pécsi, M. (ed.): *Lithology and Stratigraphy of Loess and Paleosols*. Geographical Research Institute, Hungarian Academy of Sciences, Budapest, pp. 213–224.
229. Pécsi M. 1984b. Létezik-e egymillió évesnél idősebb valódi lösz? *Földrajzi Értesítő* 33. (4) pp. 347–357.
230. Pécsi, M. 1990. Loess is not just the accumulation of dust. *Quaternary International* 7–8. pp. 1–21.
231. Pécsi M. 1993. *Negyedkor és löszkutatás*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 376 p.
232. Pécsi, M. – Szabó, E. 1971. Guide-book for loess symposium in Hungary. Budapest–Dunaújváros, 15–19. August 1971. Geographical Research Institute, Budapest pp. 1–34.
233. Pécsi M. – Pevzner, M.A. 1974. Paleomágneses vizsgálatok a paksi és a dunaföldvári löszösszletben. *Földrajzi Közlemények* 22. (3) pp. 215–224.
234. Pécsi M. – Pécsi-Donáth É. – Szabó E. – Hahn Gy. – Schweitzer F. – Pevzner, M.A. 1977. A magyarországi löszök fosszilis talajainak paleogeográfiai értékelése és tagolása. *Földrajzi Közlemények* 101. (1–3) pp. 94–138.
235. Pécsi, M. – Szabó, E. – Schweitzer, F. – Pécsi-Donáth, É. – Wagner, M. – Pevzner, M.A. 1979. Complex evaluation of Dunafoldvar loesses and fossil soils (bio- and lithostratigraphical, paleopedological, thermal- and paleomagnetic investigation). *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* 22. (1–4) pp. 513–537.
236. Pécsi, M. – Gerei, L. – Schweitzer, F. – Scheuer, Gy. – Márton, P., 1987. Loess and paleosol sequence in Hungary reflecting cyclic climatic deterioration in the Late Cenozoic. In: Pécsi, M. (ed.): *Pleistocene Environment in Hungary*. Geographical Research Institute, Budapest. pp. 39–57.
237. Pécsi M. – Gerei L. – Schweitzer F. – Scheuer Gy. – Márton P. 1988. Ciklikus éghajlatváltozás és rosszabbodás visszatükröződése a magyarországi löszök és eltemetett talajok sorozatában. *Időjárás* 92. (2–3) pp. 75–86.
238. Pécsi, M. – Schweitzer, F. 1995. The lithostratigraphical, chronostratigraphical sequence of Hungarian loess profiles and their geomorphological position. In: Pécsi, M. – Schweitzer, F.

- (eds.), *Loess InForm 3. Concept of loess, loess-paleosol stratigraphy*. MTA FKI, Budapest, pp. 31–61.
239. Péwé, T.L., 1951. An observation on wind-blown silt. *Journal of Geology* 59. pp. 399–401.
240. Péwé, T.L. 1955. Origin of the upland silt near Fairbanks, Alaska. *Bulletin of the Geological Society of America* 66. (6) pp. 699–724.
241. Péwé, T.L. – Journaux, A. – Stuckenrath, R. 1977. Radiocarbon dates and Late-Quaternary stratigraphy from Mamontova Gora, unglaciated central Yakutia, Siberia, USSR. *Quaternary Research* 8. (1) pp. 51–63.
242. Pitty, A. 1968. Particle size of the Saharan dust which fell in Britain in July 1968. *Nature* 220. (5165) pp. 364–365.
243. Porter, S.C. 2001. Chinese loess record of monsoon climate during the last glacial–interglacial cycle. *Earth-Science Reviews*. 54. (1–3) pp. 115–128.
244. Pósfai, M. – Buseck, P.R. 2010. Nature and climate effects of individual tropospheric aerosol particles. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 38. pp. 17–43.
245. Prins, M.A. – Vriend, M. 2007. Glacial and interglacial eolian dust dispersal patterns across the Chinese Loess Plateau inferred from decomposed loess grain-size records. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 8. 17 p.
246. Prins, M.A. – Vriend, M. – Nugteren, G. – Vandenberghe, J. – Lu, H. – Zheng, H. – Weltje, G.J. 2007. Late Quaternary aeolian dust flux variability on the Chinese Loess Plateau: Inferences from unmixing of loess grain-size records. *Quaternary Science Reviews* 26. (1–2) pp. 230–242.
247. Prospero, J.M. 1996. Saharan dust transport over the north Atlantic Ocean and Mediterranean: An overview. In: Guerzoni, S. – Chester, R. (eds.): *The impact of desert dust across the Mediterranean, October 1995, Oristano, Italy*, Environmental Science and Technology Library 11, Dordrecht and London: Kluwer, pp. 133–152.
248. Prospero, J.M. – Bonatti, E. – Schubert, C. – Carlson, T.B. 1970. Dust in the Caribbean atmosphere traced to an African dust storm. *Earth and Planetary Science Letters* 9. (3) pp. 287–293.
249. Prospero, J.M. – Nees, R.T. 1986. Impact of the North African drought and El Niño on mineral dust in the Barbados trade winds. *Nature* 320. pp. 735–738.
250. Prospero, J.M. – Ginoux, P.M. – Torres, O. – Nicholson, S.E. – Gill, T.E. 2002. Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the Nimbus-7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product. *Reviews of Geophysics* 40. 31 p.
251. Prospero, J.M. – Lamb, P.J. 2003. African droughts and dust transport to the Caribbean: Climate change implications. *Science* 302. pp. 1024–1027.
252. Psenner, R. 1999. Living in a dusty world: airborne dust as a key factor for alpine lakes. *Water, Air, and Soil Pollution* 112. (3–4) pp. 217–227.
253. Pye, K., 1987. *Aeolian Dust and Dust Deposits*. Academic Press, London, 334 p.

254. Pye, K., 1995. The nature, origin and accumulation of loess. *Quaternary Science Reviews* 14. (7–8) pp. 653–667.
255. Querol, X. – Alastuey, A. – Rodríguez, S. – Viana, M.M. – Artiñano, B. – Salvador, P. – Mantilla, E. – García do Santos, S. – Fernandez Patier, R. – de La Rosa, J. – Sanchez de la Campa, A. – Menéndez, M. – Gil, J.J. 2004. Levels of particulate matter in rural, urban and industrial sites in Spain. *Science of The Total Environment* 334–335. pp. 359–376.
256. Rabassa, J. – Coronato, A.M. – Salemme, M. 2005. Chronology of the Late Cenozoic Patagonian glaciation and their correlation with biostratigraphic units of the Pampean region (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 20. (1–2) pp. 81–103.
257. Rabeder, G. 1981. Die Arvicoliden (Rodentia, Mammalia) aus dem Pliozän und dem alteren Pleistozän von Niederösterreich. *Beiträge zur Paläontologie von Österreich* 8. pp. 1–373.
258. Rathjens, C. 1928. Löss in Tripolitanien. *Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin* 5–6. pp. 211–228.
259. Ravelo, C.A. – Dekens, S.P. – McCarthy, M. 2006. Evidence for El Niño-like conditions during the Pliocene. *GSA Today* 16. (3) pp. 4–11.
260. Raymo, M.E. – Oppo, D.W. – Curry, W. 1997. The mid-Pleistocene climate transition: a deep sea carbon isotope perspective. *Paleoceanography* 12. (4) pp. 546–559.
261. Rea, D.K. 1994. The paleoclimatic record provided by eolian deposition in the deep sea: the geologic history of the wind. *Reviews of Geophysics* 32. (2) pp. 159–195.
262. Rea, D.K. – Hovan, S.A. 1995. Grain size distribution and depositional processes of the mineral component of abyssal sediments: lessons from the North Pacific. *Paleoceanography* 10. (2) pp. 251–258.
263. Rea, D.K. – Snoeckx, H. – Joseph, L.H. 1998. Late Cenozoic eolian deposition in the North Pacific: Asian drying, Tibetan uplift, and cooling of the northern hemisphere. *Paleoceanography* 13. (3) pp. 215–224.
264. Rendell, H.M. 1989. Loess deposition during the Late Pleistocene in northern Pakistan. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementbände* 76. pp. 247–255.
265. Rex, R.W. – Goldberg, E.D. 1958. Quartz contents of pelagic sediments of the Pacific Ocean. *Tellus* 10. (1) pp. 153–159.
266. Rex, R.W. – Syers, J.K. – Jackson, M.L. – Clayton, R.N. 1969: Aeolian origin of quartz grains in soils of Hawaiian Islands and in Pacific pelagic sediments. *Science* 163. pp. 277–279.
267. Richthofen, F. von 1882. On the mode of origin of the loess. *Geological Magazine*. 9. pp. 293–305.
268. Ridgwell, A.J. 2002: Dust in the Earth system: the biogeochemical linking of land, air and sea. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*. 360. pp. 2905–2924.
269. Rodríguez, S. – Querol, X. – Alastuey, A. – Kallos, G. – Kakaliagou, O. 2001. Saharan dust contributions to PM₁₀ and TSP levels in Southern and Eastern Spain. *Atmospheric Environment* 35. (14) pp. 2433–2447.

270. Rogora, M. – Mosello, R. – Marchetto, A. 2004. Long-term trends in the chemistry of atmospheric deposition in northwestern Italy: the role of increasing Saharan dust deposition. *Tellus B* 56. (5) pp. 426–434.
271. Rosenfeld, D. – Rudich, Y. – Lahav, R. 2001: Desert dust suppressing precipitation: a possible desertification feedback loop. *Proceedings of the National Academy of Sciences USA* 98. pp. 5975–5980.
272. Rösner, U. 1989. "Löß" am Rande der Wüstensteppe? Ein Beitrag zur Frage der Entstehung von Staubsedimenten im Wüstenrandbereich am Beispiel der südsyrischen Basaltlandschaften. *Erdkunde* 43. (4) pp. 233–242.
273. Rousseau, D.D. – Antoine, P. – Hatté, C. – Lang, A. – Zöller, L. – Fontugne, M. – Ben Othman, D. – Luck, J.M. – Moine, O. – Labonne, M. – Bentaleb, I. – Jolly, D. 2002: Abrupt millennial climatic changes from Nussloch (Germany) Upper Weichselian eolian records during the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews* 21. (14–15) pp. 1577–1582.
274. Ruddiman, W.F. – Kutzbach, J.E. 1989. Forcing of late Cenozoic Northern Hemisphere climate by plateau uplift in Southern Asia and the American West. *Journal of Geophysical Research* 94. (D15) pp. 18409–18427.
275. Ruhe, R.V. 1976. Stratigraphy of mid-continental loess, USA. In: Mahaney, W.C. (ed): *Quaternary stratigraphy of North America. Geographic Monographs* pp. 153–167. Safonov, P.A. 1898. On the question of the study of mgla in rural economy. *Saratovskaia zemskaia nedielia* 13-14. pp. 1–7.
276. 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.
277. Sanin, N. 1898. On the mgla and its importance in rural economy. *Khoziain* pp. 1025–1028.
278. Scherf, E. 1936. Versuch einer Einteilung des ungarischen Pleistozäns auf moderner polyglazialischer Grundlage. In: *Verhandlungen der III. Internationalen Quartär-Konferenz, Wien, Sept 1936. Geologische Landesanstalt*. pp. 237–247.
279. Schweitzer F. 1993: *Domborzatformálódás a Pannóniai-medence belsejében, a fiatal újkorban és a negyedidőszak határán*. MTA FKI, Budapest. 125 p. (Akadémiai doktori értekezés, kézirat.)
280. Schweitzer F. 2001. A Kárpát-medence felsivatagi és sztyeppsíkság formálódása és a messinai sókrízis. *Földrajzi Értesítő* 50. (1–4) pp. 9–31.
281. Schweitzer F. – Szöör Gy. 1992. Adatok a Magyar-medence száraz-meleg klímájához a mogyoródi „sivatagi kéreg” alapján. *Földrajzi Közlemények* 116. (3–4) pp. 105–123.
282. Schweitzer, F. – Szöör, Gy., 1997. Geomorphological and stratigraphical significance of Pliocene red clay in Hungary. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband* 110. pp. 95–105.
283. Schuster, M. – Roquin, C. – Düringer, P. – Brunet, M. – Caugy, M. – Fontugne, M. – Mackeaye, H.T. – Vignaud, P. – Ghienne, J-F. 2005. Holocene Lake Mega-Chad palaeoshorelines from space. *Quaternary Science Reviews*. 24. (16–17) pp. 1821–1827.
284. Shackleton, N.J. – Backman, J. – Zimmerman, H. – Kent, D.V. – Hall, M.A. – Roberts, D.G. – Schneider, D. – Baldauf, J.G. – Desrairies, A. – Homrighausen, R. – Huddleston, 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* 307. pp. 620–623.
285. Shao, Y. 2008. *Physics and Modelling of Wind Erosion*. (2nd Revised and Expanded Edition) Springer, 452 pp.
286. Shao, Y. – Yang, Y. – Wang, J.J. – Song, Z.X. – Leslie, L.M. – Dong, C.H. – Zhang, Z.H. – Lin, Z.H. – Kanai, Y. – Yabuki, S. – Chun, Y.S. 2003. Real-time numerical prediction of northeast Asian dust storms using an integrated modeling system. *Journal of Geophysical Research* 108. 4691. 18 p.
287. Shine, K.P. – Forster, P.M.D. 1999. The effect of human activity on radiative forcing of climate change: a review of recent development. *Global Planetary Change*. 20. pp. 205–225.
288. Shukla, S.P. – Chandler, M.A. – Jonas, J. – Sohl, L.E. – Mankoff, K. – Dowsett, H. 2009. Impact of permanent El Niño (El Padre) and Indian Ocean Dipole in warm Pliocene climates. *Paleoceanography* 24. PA2221. 12 p.
289. Smalley, I.J., 1995. Making the material: the formation of silt-sized primary mineral particles for loess deposits. *Quaternary Science Reviews* 14. (7–8) pp. 645–651.
290. Smalley, I.J. – Davin, J.E. 1980. The first hundred years – a historical bibliography of New Zealand loess, 1878–1978. Lower Hutt: New Zealand Soil Bureau, Bibliographic Report 28. 166 p.
291. Smalley, I.J. – Jefferson, I.F. – Dijkstra, T.A. – Derbyshire, E. 2001. Some major events in the development of the scientific study of loess. *Earth-Science Reviews* 54. (1–3) pp. 5–18.
292. Smith, B.J. – Wright, J.S. – Whalley, W.B. 1991. Simulated aeolian abrasion of Pannonian sands and its implications for the origins of Hungarian loess. *Earth Surface Processes and Landforms* 16. (8) pp. 745–752.
293. 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* 59. (1–4) pp. 1–26.
294. Sokolik, I.N. – Toon, O.B. 1999. Incorporation of mineralogical composition into models of the radiative properties of mineral aerosol from UV to IR wavelengths. *Journal of Geophysical Research* 104. pp. 9423–9444.
295. Solomon, S. (ed.) 2007. *Climate Change: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, 996 p.
296. Špoler Čanić, K. – Vidič, S. – Klaić, Z.B. 2009. Precipitation chemistry in Croatia during the period 1981–2006. *Journal of Environmental Monitoring* 11. (4) pp. 839–851.
297. Stevens, T. – Markovic, S.B. – Zech, M. – Hambach, U. – Sümegei, P. 2011. Dust deposition and climate in the Carpathian Basin over an independently dated last glacial-interglacial cycle. *Quaternary Science Reviews* 30. (5–6) pp. 662–681.
298. Strecker, M.R. – Cerveny, P. – Bloom, A.L. – Nalizia, D. 1989. Late Cenozoic tectonism and landscape development in the foreland of the Andes: Northern Sierras Pampeanas (26°–28°S), Argentina. *Tectonics* 8. pp. 571–534.

299. Stuut, J-B.W. – Smalley, I. – O'Hara-Dhand, K. 2009. Aeolian dust in Europe: African sources and European deposits. *Quaternary International* 198. (1–2) pp. 234–245.
300. Sugden, D.E. – McCulloch, R.D. – Bory, A.J.M. – Hein, A.S. 2009. Influence of Patagonian glaciers on Antarctic dust deposition during the last glacial period. *Nature Geoscience* 2. pp. 281–285.
301. Sun, D. – Shaw, J. – An, Z. – Chen, M. – Yue, L. 1998. Magnetostratigraphy and paleoclimatic interpretation of a continuous 7.2 Ma Late Cenozoic eolian sediments from the Chinese Loess Plateau. *Geophysical Research Letters* 25. (1) pp. 85–88.
302. Sun, D. – Bloemendal, J. – Rea, D.K. – Vandenberghe, J. – Jiang, F. – An, Z. – Su, R. 2002. Grain-size distribution function of polymodal sediments in hydraulic and aeolian environments, and numerical partitioning of the sedimentary components. *Sedimentary Geology* 152. (3–4) pp. 263–277.
303. Sun, D. – Bloemendal, J. – Rea, D.K. – An, Z. – Vandenberghe, J. – Lu, H. – Su, R. – Liu, T.S. 2004. Bimodal grain-size distribution of Chinese loess, and its paleoclimatic implications. *Catena* 55. (3) pp. 325–340.
304. Sun, D. – Su, R. – Bloemendal, J. – Lu, H. 2008. Grain-size and accumulation rate records from Late Cenozoic aeolian sequences in northern China: Implications for variations in the East Asian winter monsoon and westerly atmospheric circulation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 264. (1–2) pp. 39–53.
305. Sun, Y. – Clemens, S.C. – An, Z. – Yu, Z. 2006a. Astronomical timescale and palaeoclimatic implication of stacked 3.6-Myr monsoon records from the Chinese Loess Plateau. *Quaternary Science Reviews* 25. (1–2) pp. 33–48.
306. Sun, Y. – Lu, H. – An, Z. 2006b. Grain size of loess, paleosol, Red Clay deposits on the Chinese Loess Plateau: Significance for understanding pedogenic alteration and paleomonsoon evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 241. (1) pp. 129–138.
307. Sümeğhy J. (1944). *A Tiszántúl. Magyar tájak földtani leírása* VI. 208 p.
308. Swap, R. – Garstang, M. – Greco, S. – Talbot, R. – Kallberg, P. 1992. Saharan dust in the Amazon basin. *Tellus B* 44. (2) pp. 133–149.
309. Sweeney, M.R. – Busacca, A.J. – Richardson, C.A. – Blinnikov, M. – McDonald, E.V. 2004. Glacial anticyclone recorded in Palouse loess of northwestern United States. *Geology* 32. (8) pp. 705–708.
310. Sweeney, M.R. – Busacca, A.J. – Gaylord, D.R. 2005. Topographic and climatic influences on accelerated loess accumulation since the last glacial maximum in the Palouse, Pacific Northwest, USA. *Quaternary Research* 63. (3) pp. 261–273.
311. Sweeney, M.R. – Gaylord, D.R. – Busacca, A.J. 2007. Evolution of Eureka Flat: A dust-producing engine of the Palouse loess, USA. *Quaternary International* 162–163. pp. 76–96.
312. Szabó J. – Lóki J. – Tóth Cs. – Szabó G. 2007. Természeti veszélyek Magyarországon. *Földrajzi Értesítő* 56. pp. 15–37.
313. Szatmári, J. 2005. The evaluation of wind erosion hazard for the area of the Danube-Tisza Interfluve using the Revised Wind Erosion Equation. *Acta Geographica Szegediensis* Tomus 38. pp. 84–93.

314. Szépszó, G. – Horányi, A., 2008. Transient simulation of the REMO regional climate model and its evaluation over Hungary. *Időjárás* 112 (3–4) pp. 203–231.
315. Szoboszlai, Z. – Kertész, Z. – Szikszai, Z. – Borbély-Kiss, I. – Koltay, E. 2009. Ion beam microanalysis of individual aerosol particles originating from Saharan dust episodes observed in Debrecen, Hungary. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 267. (12–13) pp. 2241–2244.
316. Takemura, T. – Uno, I. – Nakajima, T. – Higurashi, A. – Sano, I. 2002. Modeling study of long-range transport of Asian dust and anthropogenic aerosols from East Asia. *Geophysical Research Letters* 29. (24) 2158. 4 p.
317. Tarnocai, C. – Schweger, C.E. 1991. Late Tertiary and Early Pleistocene paleosols in northwestern Canada. *Arctic* 44. pp. 1–11.
318. Taylor, K.C. – Lamorey, G.W. – Doyle, G.A. – Alley, R.B. – Grootes, P.M. – Mayewski, P.A. – White, J.W.C. – Barlow, L.K. 1993. The ‘flickering switch’ of late Pleistocene climate change. *Nature* 361. pp. 432–436.
319. Tegen, I. – Lacis, A.A. – Fung, I. 1996. The influence of mineral aerosols from disturbed soils on climate forcing. *Nature* 380. pp. 419–422.
320. Teruggi, M.E. 1957. The nature and origin of Argentine loess. *Journal of Sedimentary Petrology* 27. (3) pp. 322–332.
321. Tews, E.K. 1996. Wind erosion rates from meteorological records in eastern Australia 1960–92. B.Sc. thesis, Griffith University
322. Thiesen, A.A. – Knox, E.G. 1959. Distribution and characteristics of loessial soil parent material in northwestern Oregon. *Soil Science Society of America Proceedings* 23. (5) pp. 385–388.
323. Thorp, J. 1950. Distribution of wind-deposited soil materials in the United States. *Bulletin of the Geological Society of America* 61. (12) pp. 1573–1574.
324. Torres, O. – Bhartia, P.K. – Herman, J.R. – Ahmad, Z. – Gleason, J. 1998. Derivation of aerosol properties from a satellite measurements of backscattered ultraviolet radiation: Theoretical basis. *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 103. (D14) pp. 17099–17110.
325. Treasher, R.C. 1925. Origin of the loess of the Palouse region, Washington. *Science* 61. (1583) 469 p.
326. Treitz P. 1913. Felhívás a hulló por gyűjtésére. *Földtani Közlöny* 43. (1–3) pp. 89–90.
327. Treitz P. 1921. A Nagy-Alföld erdősítése talajtani szempontból. *Erdészeti Lapok Közlönye* 60. (17–20) pp. 311–380.
328. Tsatskin, A. – Heller, F. – Gendler, T.S. – Virina, E.I. – Spassov, S. – Pasquier, J.D. – Hus, J. – Hailwood, E.A. – Bagin, V.I. – Faustov, S.S. 2001. A new scheme of terrestrial paleoclimate evolution during the last 1.5 Ma in the Western Black Sea region: integration of soil studies and loess magnetism. *Physics and Chemistry of the Earth (A)* 26. (11–12) pp. 911–916.
329. Tsoar, H. – Pye, K. 1987. Dust transport and the question of desert loess formation. *Sedimentology* 34. pp. 134–153.

330. Tuck, R. 1938. The loess of the Matanuska Valley, Alaska. *The Journal of Geology* 46(4):647-653.
331. Tuck, R. 1940. Origin of the muck-silt deposits of Fairbanks, Alaska. *Bulletin of the Geological Society of America* 51. (9) pp. 1295–1310.
332. Twomey, S.A. – Piepgrass, M. – Wolfe, T. 1984: An assessment of the impact of pollution on global cloud albedo. *Tellus B* 36. pp. 243–249.
333. Újvári, G. – Varga, A. – Balogh-Brunstad, Z. 2008. Origin, weathering, and geochemical composition of loess in southwestern Hungary. *Quaternary Research* 69. (3) pp. 421–437.
334. Újvári, G. – Kovács, J. – Varga, Gy. – Raucsik, B. – Marković, S.B. 2010. Dust flux estimates for the Last Glacial Period in East Central Europe based on terrestrial records of loess deposits: a review. *Quaternary Science Reviews* 29. pp. 3157–3166.
335. Újvári G. – Páll-Gergely B. – Varga Gy. 2011. Előzetes adatok a Gödöllői-dombság porfelhalmozódási és ökoszisztémái viszonyaihoz az utolsó 30 ezer évben. *Archeometriai Műhely* 2. pp. 175–180.
336. Van Dam, J.A. 2006. Geographic and temporal patterns in the late Neogene (12–3 Ma) aridification in Europe: the use of small mammals as paleoprecipitation proxies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 238. (1–4) pp. 190–218.
337. Vandenberghe, J. – Renssen, H. – van Huissteden, 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* 25. (17–18) pp. 2380–2389.
338. Varga, A. – Újvári, G. – Raucsik, B. 2011. Tectonic versus climatic control on the evolution of a loess–paleosol sequence at Beremend, Hungary: an integrated approach based on paleoecological, clay mineralogical, and geochemical data. *Quaternary International* 240. (1–2) pp. 71–86.
339. Varga Gy. 2007. Hasonlóságok a világ legidősebb löszfeltárásai és a Kárpát-medence idős löszei között. *Modern Geográfia*. 2007/2. 19 p.
340. Varga Gy. 2010. Gondolatok a porviharok és a klimatikus, környezeti folyamatok összefüggéseiről. *Földrajzi Közlemények* 134. (1) pp. 1–14.
341. Varga, Gy. 2011. Similarities among the Plio–Pleistocene terrestrial aeolian dust deposits in the world and in Hungary. *Quaternary International* 234. (1–2) pp. 98–108.
342. Varga Gy. (2012) Szaharai eredetű porviharok a Földközi-tenger térségében. *Természetföldrajzi Közlemények a Pécsi Tudományegyetem Földrajzi Intézetéből*, 1. (1) pp. 43–56.
343. Varga Gy. (megjelenés alatt–a) Szaharai eredetű por a Kárpát-medence légkörében. *Földrajzi Közlemények*.
344. Varga Gy. (megjelenés alatt–b) A Kárpát-medence légköri ásványi porkoncentrációjának alakulása a pleisztocén során. *Légkör*.
345. Varga, Gy. – Kovács, J. – Újvári, G. (bírálat alatt) Late Pleistocene variations of the background aeolian dust concentration in the Carpathian Basin: an estimate using decomposition of grain-size distribution curves of loess deposits. *Netherlands Journal of Geosciences*.

346. Veklich, M.F., 1979. Pleistocene loesses and fossil soils of the Ukraine. *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* 22. (1–4) pp. 35–62.
347. Veklich, M.F. – Sirenko, N.A. 1984. Inter-regional palaeopedological Pleistocene correlation of the USSR loess regions. In: Pécsi, M. (ed.): *Lithology and stratigraphy of loess and paleosols*, 11th International Congress on Quaternary (INQUA), Moscow 1982, Hungarian Academy of Sciences, Geographical Research Institute, *Elmélet, Módszer, Gyakorlat* 30. Budapest, pp. 249–258.
348. 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* 213. pp. 101–113.
349. Volkov, I.A. – Zykina, V.S. 1984. Loess stratigraphy in southwest Siberia. In: Velichenko, A.A. (ed.): *Late Quaternary environments in the Soviet Union*, Longman, London, pp. 119–124.
350. Vriend, M. – Prins, M.A. 2005. Calibration of modelled mixing patterns in loess grain-size distributions: an example from the north-eastern margin of the Tibetan Plateau, China. *Sedimentology* 52. pp. 1361–1374.
351. Wang, S. – Wang, J. – Zhou, Z. – Shang, K. 2005. Regional characteristics of three kinds of dust storm events in China. *Atmospheric Environment* 39. (3) pp. 509–520.
352. Washington, R. – Todd, M. – Middleton, N.J. – Goudie, A.S. 2003. Dust-storm source areas determined by the Total Ozone Monitoring Spectrometer and surface observations. *Annals of the Association of American Geographers* 93. (2) pp. 297–313.
353. Wehausen, R. – Brumsack, H.J. 1998. The formation of Pliocene Mediterranean sapropels: constraints from high-resolution major and minor element studies. In: Robertson, A.H.F. – Emeis, K-C. – Richter, C. – Camerlenghi, A. (eds.): *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific results* 160. Collage Station, Texas, pp. 207–217.
354. Weltje, G.J. 1997. End-member modeling of compositional data: numerical–statistical algorithms for solving the explicit mixing problem. *Journal of Mathematical Geology* 29. (4) pp. 503–549.
355. Weltje, G.J. – Prins, M.A. 2003. Muddled or mixed? Inferring palaeoclimate from size distributions of deep-sea clastics. *Sedimentary Geology* 162. (1–2) pp. 39–62.
356. Wendelin, G. 1646. *Pluvia purpurea Bruxellensis* (“A brüsszeli sötét eső”). Parisiis: Apud Ludovicum de Heuqueville p. 26.
357. Wendelin, G. – Chifflet, J.-J. – Gassendi, P. 1647. *De caussis naturalibus pluvia purpurea Bruxellensis, clarorum virorum judicicia* (“A sötét, véres esők természetes okairól”). Ex officina Joannis Mommarti, Bruxellae, p. 103.
358. Westgate, J.A. – Stemper, B.A. – Péwé, T.L. 1990. A 3 m.y. record of Pliocene–Pleistocene loess interior Alaska. *Geology* 18. (9) pp. 858–861.
359. 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* 60. (1) pp. 2–8.
360. Whipple, K.X. 2009. The influence of climate on the tectonic evolution of mountain belts. *Nature Geoscience* 2. (2) pp. 97–104.

361. Wright, J. 2001a. Making loess-sized quartz silt: data from laboratory simulations and implications for sediment transport pathways and the formatin of „desert” loess deposits associated with the Sahara. *Quaternary International* 76–77. pp. 7–19.
362. Wright, J., 2001b. „Desert” loess versus „glacial” loess: quartz silt formation, source areas and sediment pathways in the formation of loess deposits. *Geomorphology* 36. (3–4) pp. 231–256.
363. Yaalon, D.H. – Dan, J. 1967. Factors controlling soil formation and distribution in the Mediterranean coastal plain of Israel during the Quaternary. In: *Proceedings 7th INQUA Congress, Boulder-Denver, 1965 Quaternary Soils* 9. pp. 322–338.
364. Yaalon, D.H. – Ganor, E., 1973. The influence of dust on soils during the Quaternary. *Soil Science* 116. (3) pp. 146–155.
365. Yaloon, D.H. 1997. Soils in the Mediterranean region: what makes them different? *Catena*. 28. pp. 157–169.
366. Yang, S.L. – Ding, Z.L. 2004. Comparison of particle size characteristics of the Tertiary „red clay” and Pleistocene loess in the Chinese Loess Plateau: implications for origin and sources of the „red clay”. *Sedimentology* 51. pp. 77–93.
367. Yoshino, M. 1992. Wind and rain in the desert region of Xinjiang, northwest China. *Erdkunde* 46. pp. 203–216.
368. Young, D.G. 1967. Loess deposits on the west coast of South Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 10. (3) pp. 647–658.
369. Zárate, M.A. 2003. Loess of southern South America. *Quaternary Science Reviews* 22. (18–19) pp. 1987–2006.
370. Zárate, M.A. – Kemp, R.A. – Blasi, A.M. 2002. Identification and differentiation of Pleistocene paleosols in the northern Pampas of Buenos Aires, Argentina. *Jounal of South American Earth Sciences* 15. pp. 303–313.
371. Zeman, A. 1992. New data on the Quaternary at Červený Kopec hill in Brno. *Scripta (Geology)* 22. pp. 123–127.
372. Zender, C.S. – Bian, H.S. – Newman, D. 2003. Mineral Dust Entrainment and Deposition (DEAD) model: Description and 1990s dust climatology. *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 108. 4416. 19 p.
373. Zhang, D. 1982. Analysis of dust rain in the historical times of China. *Kexue Tongbao*. 27. pp. 294–297.
374. Zhang, X.Y. – Gong S. – Zhao, T.L. – Arimoto, R. – Wang, Y. – Zhou, Z. 2003. Sources of Asian dust and role of climate change versus desertification in Asian dust emission. *Geophysical Research Letters* 30. 2272. 4 p.
375. Zheng, H. – Powell, C.McA. – An, Z. – Zhou, J. – Dong, G. 2000. Pliocene uplift of the northern Tibetan Plateau. *Geology* 28. (8) pp. 715–718.
376. Zheng, H. – Powell, C.McA. – Butcher, K. – Cao, J. 2003. Late Neogene loess deposition in southern Tarim Basin: tectonic and palaeoenvironmental implications. *Tectonophysics* 375. (1–4) pp. 49–59.

377. Zhu, Z. 1981. The Aeolian Landforms of the Taklimakan Desert. Science Press, Beijing, 350 p.
378. Zolotun, V.P. 1974. Origin of loess deposits in the southern part of the Ukraine. Soviet Soil Science 6. (1) pp. 1–12.
379. Zubakov, V.A. – Borzenkova, I.I. 1990. Global Palaeoclimate of the Late Cenozoic. Developments in Palaeontology and Stratigraphy, 12. Elsevier, Amsterdam 456 p.