

# Holocén eolikus akkumuláció története a vegetációváltozás és emberi hatások tükrében a Dél-Nyírség féligkötött futóhomokterületén

*Kiss Tímea és Sipos György<sup>1</sup>*

## Bevezetés

A pleisztocén végére megszűnt a hazai homokvidékek eolikus formálódásának fő időszaka (Borsy 1977ab). A holocénben a homokmozgás újrakezdődhetett, így kifúvásos formák jöttek létre, míg anyaguk a buckák lábánál illetve homokleplek formájában halmozódott fel (Kiss és Sipos 2003).

A már kötött futóhomokterületeken az eolikus tevékenység megindulása elsősorban a vegetáció megváltozásával kapcsolatos. Mivel a növényzet egyik fő meghatározó tényezője az éghajlat, ezért az eolikus tevékenység epizodikus felújulása az éghajlat-ingadozások jele lehet. Az éghajlatváltozás által elindított homokmozgást több kutatás is bizonyította. A növényzet változását okozhatták gyakran előforduló aszályok vagy száraz időszakok (Muhs és Holliday 1995; Forman et al. 2001; Clarke és Rendell 2003, Wolfe et al. 2006), a felszíni vagy felszín alatti hidrológiai viszonyok megváltozása (Clarke és Käykhö 1997; Mason et al. 2004), tavak vízszintjének csökkenése (Forman és Pearson 2003), természetes tüzek (Lytle 2005; Lynch et al. 2006) vagy a jégtakaró visszahúzódása (Mayer és Mahan 2004).

A növényzet másik fő meghatározó tényezője az emberi tevékenység, amely a holocén során egyre intenzívebbé vált. Azonban eolikus tevékenység a történeti időkben csak ott fordulhatott elő, ahol a népesség nagy számban élt a területen és intenzíven vagy hosszán használta azt. A homokmozgásokhoz vezető leggyakoribb emberi tevékenység a felszíni vizek szabályozása és a mocsarak lecsapolása (Gill 1996), erdőirtások (Borsy 1977a; Böse és Brande 2000; Magri és Parra 2002), legeltetés (Su et al. 2005), mezőgazdasági tevékenység (Murray és Clemmensen 2001; Roberts et al. 2001) és bányászat (Pelka-Gosciniak 2000). Rendszerint ezek a hatások kombinálódnak a klímaváltozással, így erősíthetik azt (Gill 1996; Forman et al. 2001; Magri és Parra 2002). A globális klímaváltozás

---

<sup>1</sup> A kutatást az OTKA 61878 és 73379 sz. pályázatai támogatták.

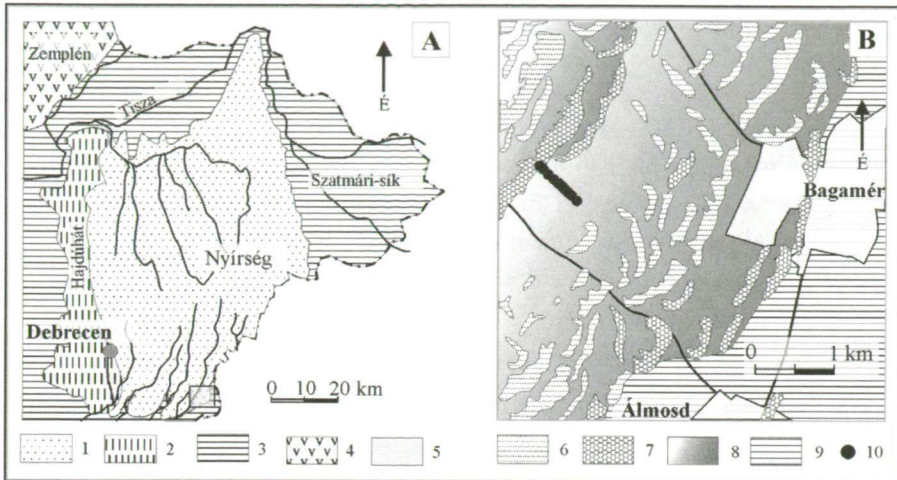
hatására még a jelenleg kötött homokterületeken is elindulhat a futóhomokmozgás, ami jelzi ezen területek sérülékenységét (Muhs és Maat 1993).

A fenti áttekintés azt mutatja, hogy különböző tényezők hatására újból elindulhat a homokmozgás a már stabilizált területeken. Ugyanakkor a magyarországi homokterületeken a homokmozgási periódusok meghatározása még hiányos. A kutatás célja, hogy feltárja a homokmozgás és a növényzet kapcsolatát a holocénben az emberi tevékenység tükrében, a Nyírség déli peremén. Az eredmények alapján lehetővé vált az akkumuláció sebességének kiszámítása, illetve az eolikus tevékenység általános tendenciájának felvázolása.

### **Mintaterület**

A mintavételt egy szegélybucka lee oldalán és a tőle dél-keletre, a Kék-Kálló-ér völgyében végeztük, Bagamértől 2 km-re nyugatra (1. ábra). A vizsgált szegélybucka a legmagasabb dűne a Dél-Nyírségben: gerincének ívhossza 3 km, a völgy fölé pedig 15 m-rel magasodik. Méreteinek köszönhetően ez a dűne száradhat ki legelőszőr, így ez a legérzékenyebb forma. A Kék-Kálló völgye, amely a bucka előterében helyezkedik el, 450 m széles, legmélyebb pontja pedig a bucka lee oldalánál van. A rossz lefolyású, nedves völgy valószínűleg üledékcspadként működött a holocén során, ezért a bucka lepusztult anyaga itt halmozódott fel.

A régészeti adatok alapján a terület a neolitikum óta lakott volt: a törzsek a dűnék tetején éltek, és égetéses gazdálkodást folytattak (Kalicz 1970). A rézkorban állattartás vált jellemzővé (Szabó 1971), a bronzkori leletek bár szegényesek, de ekkor a legeltetés és a földművelés már együtt létezhetett (Máthé 1984). A vaskorban a terület határvidék volt a különböző kultúrák között, ezért gyér népességgel rendelkezett (Mesterházy 1984), bár kelta csoportok új technológiát hoztak a területre (Szabó 1971). A magyarok a 11–13. században telepedtek meg a Dél-Nyírségben (Jakó 1940), Bagamért is ekkor alapították. A 15. századtól szőlőt ültettek a dűne délies lee oldalán, míg a környező erdőket intenzíven pusztították (Mezősi 1943). A török időkben, a 16. században Bagamér időről-időre elnéptelenedett, majd a 17. század közepére népes településsé vált, lakói állattartásból éltek és a legelők számára nagy területekről vágták ki az erdőt, de 17. század végére népessége erőteljesen lecsökkent, az erdők elfoglalták a korábbi legelők helyét. A 18. század végén egyre több gyümölcsöst és szőlőt említenek (Mezősi 1943). Az összeírások és katonai térképek szerint a szőlők és erdők területe folyamatosan növekedett a 19–20. században.



1. ábra: (A) A mintaterület a Dél-Nyírség déli peremén helyezkedik el.  
 1: futóhomok, 2: lösz, 3: ártéri üledékek, 4: vulkáni anyag, 5: mintaterület  
 (B) Az üledékminták egy bucka oldaláról és a szomszédos völgyből származnak.  
 6: homokbucka, 7: erősen lepusztult homokbucka, 8: paleovölgyek közötti dűne-mező, 9: allúvium,  
 10: mintavételi pont

## Módszerek

A homokmozgások korának és kiváltó okainak meghatározásához többféle módszert alkalmaztunk. A minták 10 fúrásból származnak, amelyek mélysége 180–350 cm. A fúrások egy ÉNy-DK irányú szelvény mentén helyezkednek el, és a szegélybuckáról indulva a völgyön át tárják fel a rétegeket (1–2. ábra). Üledékmin-tákat 5 cm-ként gyűjtöttük (összesen 415 minta), és mindegyiknek meghatároztuk a szemcseméretét (Köhn-pipettával), mész- és szervesanyag tartalmát (%), pH-ját.

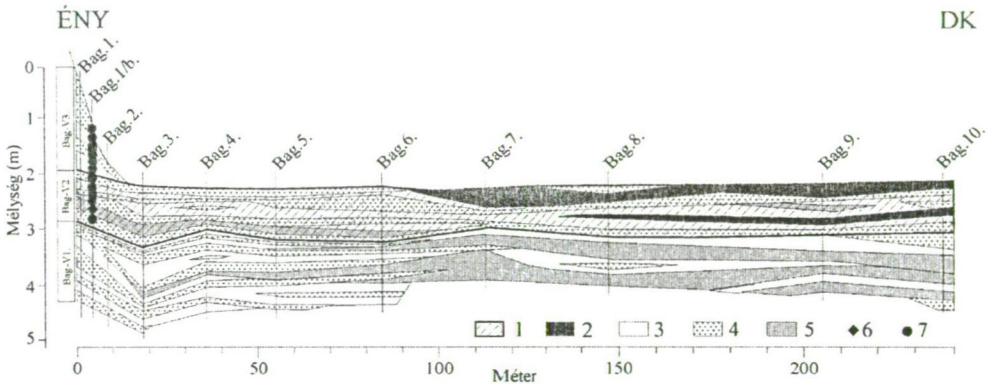
A kormeghatározásra gyűjtött minták a bucka lábán lévő mintavételi árokból (Bag.1/b) származnak. Növényi maradványokból egy  $^{14}\text{C}$  mérés történt (ATOMKI), míg 12 mintát gyűjtöttünk OSL (fotolumineszcens) mérésekhez 15 cm-enként. Az OSL mintákat Aitken (1998) és Mauz et al. (2002) módszereit követve készítettük elő. A méréseket RISOE DA-15 automatizált OSL rendszerű műszerrel végeztük az SZTE TFGT OSL Laborjában.

Pollenanalízishez minden második fúrásból gyűjtöttünk mintákat (összesen 211 minta). A minták preparálása, mikroszkópos elemzése után az azonosított taxonokat élőhelyük alapján csoportosítottuk, illetve egy külön csoportba soroltuk azokat, amelyek zavarástűrők.

## Eredmények

### Szemcseösszetétel

Minden fúrásban az aprószemű homok (0,1–0,2 mm) aránya magas volt (50–70%), és csak ritkán csökkent 30% alá. A minták szemcseösszetétele alapján megrajzoltuk a fúrások által feltárt buckaoldal és völgy keresztmetszvényét. Az egyes rétegek dőlésszögére, a szemcseösszetétel finom változásaira külön hangsúlyt fektettünk, ugyanis ezek utalhatnak az üledék eredetére (szél, felszíni lefolyás vagy az ér szállította-e). Végül három zónát különítettünk el (2. ábra).



2. ábra: A paleovölgy rétegszélvénye, valamint a fúrások és a kormeghatározáshoz gyűjtött minták elhelyezkedése.

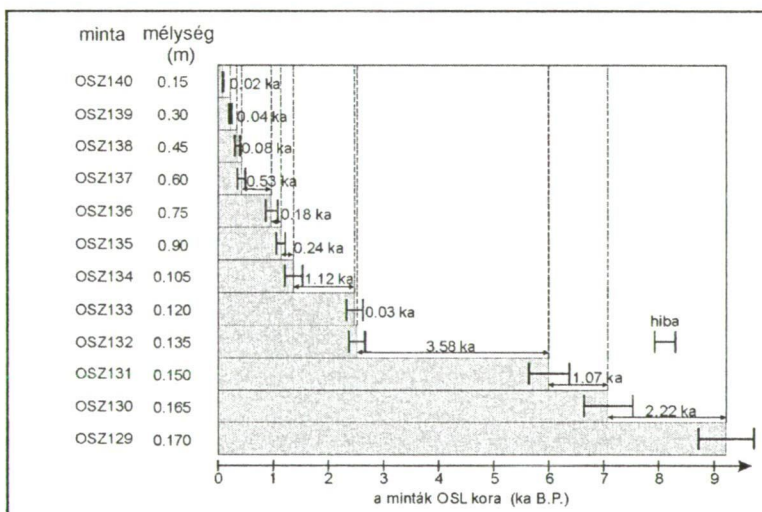
1: magas szervesanyag tartalom (2,5 % felett), 2: iszapos agyag (0,05 mm alatt), 3: finomszemű homok (0,1-0,05 mm), 4: aprószemű homok (0,1-0,2 mm), 5: középszemű homok (0,2 mm felett), 6:  $^{14}\text{C}$  minta helye, 7: OSL minták helye

A legalsó zóna (**Bag-V1**) dominánsan aprószemű homok rétegekből (0,1–0,2 mm) áll, melyek fokozatosan elvékonyodnak DK felé, ahol finomabb illetve durvább szemcseméretű rétegek ékelődnek közéjük. A keresztmetszvény DK-i felében (Bag.7 és Bag.9. fúrások között) már közepes szervesanyag tartalmú, iszapos-agyagos rétegek dominálnak. A középső, mocsaras zóna (**Bag-V2**) vastagsága 0,7–1,0 m, az alatta lévő zónánál jóval magasabb szervesanyag, iszap és agyagtartalommal. Ebben a zónában gypvasércet is találtunk, amely aerob körülmények között, vízfolyások közelében képződhetett (Schmidt 1939). A Bag-V2 bucka felé eső, ÉNy-i felében a mocsári üledékek közé aprószemű homokrétegek is ékelődnek, ugyanakkor ez a zóna mélyen benyúlik a bucka alá is. A szegélybucka anyaga képviseli a legfelső (**Bag-V3**) zónát, amelyet dominánsan aprószemű homok (71–81%) épít fel. A legfelső fúrásban (Bag.1.) az eolikus rétegzettség jól kivehető volt, azonban a dűne lábánál már csaknem homogén rétegeket találtunk (Bag.1/b. és Bag.2.).

### Radiokarbon és OSL kormeghatározás

A középső, mocsaras zóna bucca alatti részéből származnak azok a növényi maradványok, amelyekből  $^{14}\text{C}$  mérés történt (Bag.1/b. 150-160 cm, ld. 2. ábra). A minta kalibrált radiokarbon kora  $6,76 \pm 0,08$  ezer év BP, amely összhangban van az ugyanezen rétegből származó OSL adattal ( $7,07 \pm 0,89$  ezer év). A mocsári réteg alatt található réteg kora  $9,21 \pm 1,00$  ezer év, míg a felette lévő  $6,00 \pm 0,73$  ezer év.

A bucca lábánál az OSL adatok alapján a holocénben legalább 6 akkumulációs időszakot különítettünk el (3. ábra). A legkorábbi  $9,21 \pm 1,00$  ezer éve történt, amelyet újabbak követettek  $7,07 \pm 0,89$  és  $6,00 \pm 0,73$  ezer éve. A következő két minta kora igen hasonlóan adódott, így egy markáns lerakódási fázist jeleznek kb.  $2,50 \pm 0,3$  ezer éve. A fenti két minta lerakódása között közel 3,5 ezer év telt el úgy, hogy alig rakódott le üledék, tehát a felszín stabilizálódott. A modern időkben a dűne lábánál a felhalmozódás folyamatosan történt, bár van egy 500 éves időszak akkumuláció nélkül, amely két feltöltődési periódust választ el ( $1,37-0,96$  és  $0,43-0,09$  ezer év).



3. ábra: Az OSL minták kora, illetve a képződésük között eltelt idő

### Pollenanalitikai elemzés (Bag.4. fúrás mintái alapján)

A pollentartalom és -összetétel alapján három pollenzóna jelölhető ki:

A legalsó, **Bag-P1** (Bag4: 190–105 cm) zónában a pollensűrűség alacsony ( $37/\text{cm}^2$ ), amely magyarázható (1) a szegényes vegetációval; (2) a réteget alkotó homok rossz pollenmegőrző képességével, illetve (3) a pollen áttelepítettségével, amit a nagy számú törött és korrodált felületű sporomorpha mutat. A zóna alsó

felében *Pinus* dominál (93–97 %), de felfelé haladva lombos fák is megjelennek (*Betula*, *Tilia* és *Corylus*). Az *Artemisia* and *Taraxacum* virágpora valószínűleg a magasabban fekvő száraz térszínekről származik. A szegényes vegetáció, a hyg-rofil növények hiánya száraz és hideg klímára utal, ami tipikus volt a pleisztocén időszak végén.

A középső, **Bag-P2** zónában (Bag4: 105–10 cm) a pollensűrűség magasabb (max. 789/cm<sup>2</sup>), alulról felfelé növekedik (átlagosan 84/cm<sup>2</sup> az alsó és 331 /cm<sup>2</sup> a felső mintában). A zóna további 5 egységre bontható jellegzetes pollenspektruma alapján. A legalsó egységben (Bag4: 105–80 cm) a fák közül a tűlevelűek dominálnak (64–100%), de a lombos fák aránya is növekszik (max. 5,3%), folyamatos felmelegedést, míg az *Alnus* és *Salix* a csapadék mennyiségének növekedését tükrözve. Az ürömpuszták növényeit felváltják a fűzlápokra jellemző fajok (*Filipendula*, *Chrysosplenium*, *Sparganium* and *Pterydophyta*). A pollenek alapján ez az egység a preboreális fázist képviseli, melynek első fele szárazabb, míg a második nedvesebb lehetett. A következő rétegben (Bag4: 80–70 cm) bár a tűlevelűek még jelen vannak, a *Corylus* és *Quercus* aránya megnövekszik (23,8%), felmelegedő éghajlatra utalva. A nedves rétekre és lápokra jellemző fajok aránya lecsökken, és xerofil növények válnak gyakoribbá (*Aster* és *Lychnis*). A növényzet meleg és száraz éghajlatot tükröz, ami a boreális fázisban uralkodott. A középső egységben (Bag4: 70–50 cm) a tűlevelűek aránya 50% alá csökken. A nedvességkedvelő fajok aránya nő (*Alnus*: 32,6%, mocsarak és nedves rétek lágyszárúí 70% felett). A pollen-spektrum meleg és csapadékos klímára utal (atlantikus fázis). A legfelső mintában (Bag4: 55–50 cm) nagyon kevés, míg alatta nagyon sok pollent találunk, amelyek között sok az égett, korrodált és tört virágpor szem. Mindemellett a mintában nagyon sok apró faszéndarab is fellelhető. A következő egységben (Bag4: 50–25 cm) a mezofil *Fagus* és *Carpinus* is megjelenik, egyenletes csapadék utánpótlásra utalva, amit tükröz a nagyszámú éger és haraszt, illetve tavakban és lápokban élő növények sporomorfája is. A pollenspektrum hűvös és nedves klímára utal (szubboreális fázis). A pollenek közt találtunk taposásra utaló *Plantago*-t, illetve nagyszámú, állattartást jelző *Centaurea* és *Gramineae* pollent is. A legfelső egységben (Bag4: 25-10 cm) a legnagyobb a pollensűrűség (789/cm<sup>2</sup>). Eltűnnek a *Fagus* és *Carpinus* virágpor szemei és a nedvességkedvelők aránya is csökken, szárazabb és kontinentálisabb klímára utalva (szubatlantikus fázis). Néhány mintában a lombos fák pollenjei eltűnnek vagy számuk erőteljesen visszaesik, miközben gyomnövények (*Agrostemma*, *Sonchus* és *Galium*) jelennek meg. Az egység legfelső mintájában az égett pollenek és a faszéndarabkák száma nagyon magas.

A legfelső zóna **Bag-P3** mintái (Bag4: 10-0 cm) pollent nem tartalmaztak.

## Összegzés

A *pleisztocén* végi száraz és hideg klímán szegényes növényzet jellemezte a területet. A völgyet gyér fenyves borította, míg a csaknem csupasz buckát a szél formálta. Ahogy az éghajlat melegebbé és nedvesebbé vált a *preboreális*ban, a dűnét részben stabilizálta az ürömsztyepp, de még időről-időre homokot fújta a szél a völgybe, ahol egyre több lombhullató fa keveredett a fenyőerdőbe. A viszonylag nedves klímán a völgytalpon futó patakok éterek és füzek szegélyezték, és egyre több nedvességkedvelő lágyszárú jelent meg. A *boreális* fázis elején uralkodó szárazabb és melegebb éghajlaton az erdő visszaszorult, miközben szárazságkedvelő lágyszárúak terjedtek el. Ekkor,  $9,21 \pm 1,00$  ezer éve egy kb. 100 m hosszú homoklepel takarta be a völgyet, eolikus tevékenységre utalva. Mivel a fázis második fele nedvesebb volt, az eolikus tevékenység megszűnt, és a buckát stabilizálta a növényzet. Az *atlantikus* fázisban a klíma kiegyenlítetté és csapadékosná vált, így a völgyet éger- és fűzlápokra jellemző növények borították, finomszemű üledék rakódott le. A homokbuckára lombhullató erdő telepedett, ennek ellenére eolikus tevékenység bontotta meg a felszínt  $7,07 \pm 0,89$  és  $6,00 \pm 0,73$  ezer éve. Az ebből származó homokrétegek benyúlnak a völgybe, és lassan kiékelődnek. Az egyik ilyen pollen-steril homokréteg égett pollent tartalmazó pollen-gazdag réteget fed be. Ez arra utal, hogy egy tűz pusztította el a növényzetet, és a csupasszá vált bucka eolikus tevékenység színterévé vált. A pollen-spektrum nem utal arra, hogy a tűz természetes vagy antropogén eredetű volt-e, de a közelből nagyszámú neolitikumi és rézkorszaki lelet került elő (Déri Múzeum Régészeti Adattára 1998). Mindez arra utal, hogy a növényzetet szándékosan égették fel, hogy a neolitikumban talajváltó gazdálkodást, majd a rézkorszakban (túl)legeltetést folytathassanak a területen. A hűvös, nedves és kiegyenlített klímájú *szubboreális* fázisban bükkös-gyertyános borította a dűnét, miközben a völgy alján meanderező patakok égeres szegélyezte. A völgy lefolyástalan mélyedésében tó alakult ki, jellegzetes tavi növényzettel. Ilyen környezeti viszonyok mellett magas szervesanyag tartalmú, iszapos-agyagos mocsári üledék rakódott le a völgytalpon. A pollenek tanulsága szerint a környező területeket legeltették, amit alátámasztanak a környék bronzkori leletei is (Déri Múzeum Régészeti Adattára 1998). Ennek ellenére ilyen korú homokfelhalmozódást nem találtunk, sőt alig pusztult le anyag, amit az OSZ131 és OSZ132 OSL minták közötti jelentős korkülönbség is mutat. Ez arra utal, hogy a legeltetés nem volt intenzív, és a bucka felszíne stabil volt, erózió nem fordult elő. A *szubatlanti* fázisban a terület vízellátottsága romlott, de ennek ellenére a dűne természetes növényzete az erdő maradt. Ugyanakkor a vaskori kelta törzsek növekvő mértékben átalakították környezetüket (Szabó 1971) erdőirtással új réteket és szántóföldeket hozva létre.

Az OSL adatok szerint ez a homok újbóli elindulását vonta maga után kb.  $2,50 \pm 0,30$  ezer éve. Ezt követően a bucka és a völgy története szétvált, a bucka anyaga már nem jutott el a völgybe homokleplek formájában, hanem közvetlenül a bucka lábánál halmozódott fel. A *szubatlatni* fázisban több lépésben pusztult a bucka: a népvándorlás korában  $1,37 \pm 0,32$  ka,  $1,14 \pm 0,17$  ka és  $0,96 \pm 0,21$  ezer éve, amikor különböző nomád törzsek szállták meg a területet. Az adott klimatikus feltételek mellett a túllegeltetés a dűne tetején szélerezózióhoz vezethetett, anyaga pedig a dűne lábánál halmozódott fel. A 13. századtól fennmaradt írásos anyagokból ismeretes, hogy a falu 12. századi megalapításáig kiterjedt erdők borították a területet, amelyek fokozatosan legelőkné és szőlős kerteknek adták át helyüket (Mezősi 1943). Az erdőirtások a legintenzívebbek a 17 században voltak, amikor Bagamér városi rangot kapott (Süli-Zakar 1998). Az OSL adatok azt mutatják, hogy a területhasználat ilyen jellegű megváltoztatása újabb homokmozgásokhoz vezetett  $0,43 \pm 0,14$  és  $0,35 \pm 0,09$  ezer éve. Az I. katonai térképen (1773) a területet legelők és rétek boríthatták („*praedium, desertum*”), míg a dűnék déli oldalain szőlőskertek sorakoztak. Ilyen körülmények mellett a homok időről-időre mozgásba lendülhetett, egészen napjainkig (OSL:  $0,23 \pm 0,05$  ka,  $0,09 \pm 0,02$  ezer év).

A holocén folyamán a bagaméri Kék-Kálló völgy üledékképződése csaknem egyenletes volt ( $0,06$ – $0,1$  mm/év), bár a preboreális fázisban némileg felgyorsult ( $0,2$  mm/év). A 7. századtól kezdve az üledék akkumuláció felgyorsult a dűne lee oldalán (átlagosan  $0,8$  mm/év), bár a népvándorlás korában az akkumuláció némileg lelassult ( $0,7$  mm/év), de a 16–17. századtól felgyorsult ( $1,3$  mm/év).

Összehasonlítva a homokmozgás korára vonatkozó adatainkat más kutatások adataival (Marosi 1967, Borsy 1977a-b, 1980, Borsy et al. 1991, Lóki 1985, Lóki et al. 2001, Gábris 2003, Újházi et al. 2003, Nyári és Kiss 2005, Félegyházi és Lóki 2006), úgy tűnik, hogy bizonyos időszakokban a homokmozgások jóval nagyobb területeket érintettek, mint azt korábban feltételezték. Azonban mivel a Nyírség növényzete, klímája és az itt élő kultúrák is különböztek a többi homokterületekétől, néhány homokmozgási periódus hiányzik a Nyírségből. Például míg a Nyírség erősült volt, addig a Duna-Tisza közét csaknem folyamatosan sztyepp borította, és a rétek a nagyllattartó csoportoknak kiváló életteret nyújtottak, így a túllegeltetés lehetősége jóval inkább fennállt, tehát a szélerezózió elindulhatott (Kiss et al. 2006, Sipos et al 2006). Ugyanakkor a jelen kutatás arra is rávilágított, hogy emberi hatásra a homokmozgás akkor is elindulhatott, ha a klimatikus feltételek nem kedveztek.



## Felhasznált irodalom

- Aitken MJ. 1998: An introduction to optical dating: the dating of Quaternary sediments by the use of photon-stimulated luminescence. Oxford: Oxford University Press.
- Borsy Z. 1977a: A Duna-Tisza köze homokformái és a homokmozgás szakaszai. *Alföldi Tan.* 1, 43–53.
- Borsy Z. 1977b: A magyarországi futóhomok területek felszínfejlődése. *Földr. Közl.* 27, 12–16.
- Borsy Z. – Félegyházi E. – Hertelendi E. – Lóki J. – Sümegei P. 1991: A bócsai fúrás rétegsorának szedimen-tológiai, pollenanalitikai és malakofaunisztikai vizsgálata. *Acta Geogr. Debrecina* 28–29, 263–277.
- Böse M. – Brande A. 2000: Regional patterns of Holocene sand transport in the Berlin-Brandenburg area. in Dulias R. – Pelka-Gosciniak P. (eds): *Aeolian processes in different landscape zones.* University of Silesia, Sosnowiec, 51–59.
- Clarke M.L. – Käykhö J.A. 1997: Evidence of Holocene aeolian activity in sand dunes from Lapland. *Quat. Sci. Reviews* 16, 34–1348.
- Clarke M.L. – Rendell H.M. 2003: Late Holocene dune accretion and episodes of persistent drought in the Great Plains of Northeastern Colorado. *Quat. Sci. Reviews* 22, 1051–1058.
- Déri Múzeum Régészeti Adattára 1998, Debrecen
- Félegyházi E. – Lóki J. 2006: A lepelhomok vizsgálata a nyírségperemi területeken. in Kiss A. – Mezősi G. – Sümegey Z. (szerk): *Táj, környezet és társadalom.* SZTE, Szeged, 191–203.
- Forman S.L. – Pierson J. 2003: Formation of linear and parabolic dunes on the eastern Snake River Plain, Idaho in the nineteenth century. *Geomorphology* 56, 189–200.
- Forman S.L. – Oglesby R. – Webb R.S. 2001: Temporal and spatial patterns of Holocene dune activity on the Great Plains of North America: megadroughts and climate links. *Glob. Plan. Change* 29, 1–29.
- Gábris Gy. 2003: A földtörténet utolsó 30 ezer évének szakaszai és a futóhomok mozgásának főbb periódusai Magyarországon. *Földrajzi Közlemények* 51, 1–13.
- 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, 207–228.
- Jakó Zs. 1940: *Biharmegye a török pusztulás előtt.* Debrecen.
- Kalicz N. 1970: *A neolitikum és rézkor emlékei Magyarországon.* Corvina Könyvkiadó, Budapest.
- Kiss T. – Sipos Gy. 2003: Application of morphometric measurements in the selection of human influenced fixed sand dunes, South Nyírség Region, Hungary. *Geomorphologia Slovaca* 3/2, 22–30.
- Kiss T. – Nyári D. – Sipos Gy. 2006: Homokmozgások vizsgálata a történelmi időkben Csengele területén. In *Táj környezet és társadalom, Tanulmányok Keveiné Bárány Ilona professzor asszony tiszteletére,* Kiss A, Mezősi G, Sümegey Z (szerk). SZTE, Szeged; 373–382.
- Lóki J. 1985: A téli nyírségi szélerózióról. *Acta Academicae Nyiregyhaziensis* 10, 35–41.
- Lóki J. – Schweitzer F. 2001: Fiatal homokmozgások kormeghatározási kérdései a Duna-Tisza közti régészeti feltárások tükrében. *Közlemények a DE Földrajzi Intézetéből,* 221, 175–181.
- Lynch E.A. – Calcote R. – Hotchkiss S. 2006: Late-Holocene vegetation and fire history from Ferry Lake, northwestern Wisconsin, USA. *The Holocene* 16/4, 495–504.
- Lytle D.E. 2005: Palaeoecological evidence of state shifts between forest and barrens on a Michigan sand plain, USA. *The Holocene* 15/6, 821–836.
- Magri D. – Parra I. 2002: Late Quaternary western Mediterranean pollen records and African winds. *Earth and Planet. Sci. Letters* 200, 401–408.
- Marosi S. 1967: Megjegyzések a magyarországi futóhomok területek genetikájához és morfológiájához. *Földrajzi Közlemények* 15/3, 231–255.

- Mason J.A. – Swinehart J.B. – Goble R.J. – Loope D.B. 2004: Late-Holocene dune activity linked to hydrological drought, Nebraska Sand Hills, USA. *The Holocene* 14/2, 209–217.
- Máthé M. 1984: Debrecen vidékének története az őskorban. in Szendrey I. (szerk): Debrecen története 1696-ig. Debrecen, 29–69.
- Mauz B. – Bode T. – Mainz H. – Blanchard W. – Hilger R. – Dikau R. – Zöller L. 2002: The luminescence dating laboratory at the University of Bonn: equipment and procedures. *Ancient TL* 20, 53–61.
- Mayer J.H. – Mahan S.A. 2004: Late Quaternary stratigraphy and geochronology of the western Killpecker Dunes, Wyoming, USA. *Quat. Res.* 61, 72–84.
- Mesterházy K. 1984: Debrecen és környéke a népvándorlás és a honfoglalás korában. in Szendrey I. (szerk). Debrecen története 1693-ig. Debrecen, 69–99.
- Mezősi K. 1943: Bihar vármegye a török uralom megszűnése idejében. *Magyar Történettudományi Intézet*, Budapest, 3–59.
- Muhs D.R. – Holliday V.T. 1995: Evidence of active dune sand on the Great Plains in the 19th century from accounts of early explorers. *Quat. Res.* 43, 198–208.
- Muhs D.R. – Maat P.B. 1993: The potential response of Aeolian sands to greenhouse warming and precipitation reduction on the Great Plains of the USA. *Journal of Arid Environments* 25, 351–361.
- Murray A.S. – Clemmensen L.B. 2001: Luminescence dating of Holocene aeolian sand movement, Thy, Denmark. *Quaternary Science Reviews* 20, 751–754.
- Nyári D. – Kiss T. 2005: Holocén futóhomok-mozgások Bács-Kiskun megyében régészeti leletek tükrében. *Cumania* 22, 83–94.
- Pelka-Gosciniak J. 2000: Development of aeolian relief in areas transformed by human impact. in Dulias R. – Pelka-Gosciniak P. (eds): *Aeolian processes in different landscape zones*. University of Silesia, Sosnowiec, 129–143.
- Roberts H.M. – Wintle A.G. – Maher A.M. – Hu M. 2001: Holocene sediment accumulation rates in the western Loess Plateau, China, and a 2500-year record of agricultural activity, revealed by OSL dating. *The Holocene* 11/4, 477–483.
- Sipos Gy. – Kiss T. 2006: OSL mérés lehetőségei: hagyományos módszerekkel nem datálható, kvarctartalmú üledékek korának meghatározására. In Kázmér M (szerk): *A Környezettörténet 2006 Konferencia előadásainak összefoglalói*. Hantken Kiadó, Budapest; 43–45.
- Su Y.Z. – Li Y.L. – Cui J.Y. – Zhao W.Z. 2005: Influences of continuous grazing and livestock exclusion on soil properties in a degraded sandy grassland, Inner Mongolia, N-China. *Catena* 59, 267–278.
- Süli-Zakar I. 1998. *Magyarország Megyei Kézikönyvei: Hajdú-Bihar Megye*, Ceba Kiadó, Debrecen.
- Szabó M. 1971: *A kelták nyomában Magyarországon*. Corvina Könyvkiadó, Budapest.
- Újházi K. – Gábris Gy. – Frechen M. 2003: Ages of periods of sand movement in Hungary determined: through luminescence measurements. *Quaternary International* 111, 91–100.
- Wolfe S.A. – Ollerhead J. – Huntley D.J. – Lian O.B. 2006: Holocene dune activity and environmental change in the prairie parkland and boreal forest, C-Saskatchewan, Canada. *Holocene* 16/1, 1–729.