

SZEGEDI TUDOMÁNYEGYETEM
Természettudományi és Informatikai Kar
Földtudományok Doktori Iskola
Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék

**KÉSŐ-PLEISZTOCÉN ÉS HOLOCÉN EOLIKUS
FORMAKINCS ÉS HOMOKMOZGÁSOK VIZSGÁLATA
BELSŐ-SOMOGYBAN**

Doktori (Ph.D.) értekezés

GYÖRGYÖVICS KATALIN

Témavezető:
Dr. Kiss Tímea

**Szeged
2018**

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés	1
2. Irodalmi előzmények	6
2.1. A félig kötött homokterületek formái	6
2.1.1. Negatív formák jellemzése	7
2.1.1.1. A magyarországi negatív formák osztályozása	10
2.1.2. Pozitív formák jellemzői	11
2.1.2.1. A pozitív homokformák hierarchiája	17
2.1.2.2. A magyarországi buckák tipizálása	19
2.2. A buckák anyaga és rétegzettsége	20
2.2.1. Eolikus homokok szemcsemérete/osztályozottságának jellemzői	20
2.2.2. A buckák belső szerkezete	21
2.3. Homokmozgási periódusok	23
2.3.1. Homokmozgások Magyarországon	26
3. A kutatási terület: Belső-Somogy	28
3.1. Belső-Somogy fejlődéstörténete, geomorfológiai formái és azok szemcseösszetétele	28
3.2. A paleokörnyezet bemutatása	33
3.3. A táj jelenlegi éghajlata, vízrajza, talajai, növényzete	34
3.4. Mintaterület és mintavételi helyek	34
4. Módszerek	38
4.1. A formák lehatárolása, csoportosítása	38
4.1.1. A pozitív formák hierarchia-szintjei	39
4.1.2. A pozitív formák morfometriai osztályai	39
4.1.3. A negatív formák morfometriai osztályai	40
4.2. Tájmetriai mutatók használata a geomorfológiában	40
4.3. A homokanyag vizsgálata	42
4.3.1. OSL kormeghatározás	42
4.3.2. Szemcseösszetételi-elemzés	43
4.4. A formák belső szerkezete	44
4.4.1. Georadar használata homokterületen	44
5. Eredmények	46
5.1. Kelet-Belső-Somogy jellemzői, formái, felosztása	46

5.1.1. A pozitív formák egymáshoz viszonyított helyzete: hierarchia-szintek.....	46
5.1.2. A pozitív formák morfológiai osztályai és térbeli elrendeződése	49
5.1.3. A negatív homokformák morfológiai osztályai és térbeli elrendeződése ...	54
5.1.4. A pozitív és negatív formák morfológiai térbeli összehasonlítása	57
5.1.5. A kistáj morfológiai zónái	60
5.1.6. A kistáj mintázata	64
5.2. A homokanyag vizsgálata: a formák kora és szemcseösszetétele.....	69
5.2.1. OSL korok	69
5.2.2. A buckák szemcseösszetételi-vizsgálatainak eredményei	71
5.2.3. A homokformák szemcseösszetételének változása táji szinten.....	80
5.2.4. A szemcseösszetétel és az OSL korok összefüggései	82
5.3. A formák belső szerkezete	85
6. Összefoglalás.....	91
6.1. Formakincs általános jellemzése.....	91
6.2. Kelet-Belső-Somogy fejlődéstörténete	92
8. Köszönetnyilvánítás	111
9. Summary.....	112

1. Bevezetés

A szemi-arid térségekben és a magasabb szélességeken fekvő homokvidékek (pl. tengerpartok, zárt medencék azonális sivatagjai és hordalékkúpok) igen érzékenyek a környezeti változásokra, hiszen a felmelegedéssel, a szárazodással és az extrém időjárási események gyakoribbá válásával jelentős vegetációbeli, morfológiai és hidrológiai változások következhetnek be ezeken a területeken. Mivel ezek a vidékek a sivatagokhoz képest gyakran sűrűn lakottak, továbbá mező- és erdőgazdálkodást, valamint ipari termelést is gyakran folytatnak a homokvidékeken, ezek a hatások tovább erősíthetik a természeti környezet egyes elemeinek átalakulását. Például az erdők letermelése és a mezőgazdasági művelés csupasz parcellákat eredményez, ahonnan a ma is munkaképes szelek elszállíthatják a homokot. Hasonló módon, de kisebb kiterjedésű foltokban okozhat homokmozgást a legelő állatok taposása, vagy egyéb pl. gépektől eredő bolygatás. Az építkezésekhez és a belvízelvezetéshez köthető vízrendezés és melioráció pedig kiszáríthatja a területet, így vezethet közvetve a növényborítás csökkenéséhez, majd a homokanyag mobilizálódásához. A jövőbeli klimatikus változások morfológiai következményei leginkább a korábban bekövetkezett változás-válasz összefüggések ismeretében jelezhetők előre, tehát ahhoz, hogy sikeresen jelezzük előre ezen tájak jövőben várható átalakulását és ahhoz, hogy erre a társadalom is felkészülhessen fontos megtudni, hogy mikor és milyen körülmények között lendült mozgásba a homok a múltban.

Míg a sivatagi területek kutatása hosszú múltra tekint vissza (pl. Philips 1882, Rae 1884, Cornish 1897, Davis 1899, Beadnell 1909, Keyes 1912, Bagnold 1941), a szemi-arid és mérsékelt övi száraz területek részletes tudományos vizsgálata kissé később jelent meg (Cholnoky 1902, Kádár 1935, Thorp és Smith 1952, Borsy 1961, David 1977). A 20. század második felében a számítógépek fejlődése, a légi- és űrfelvételek egyre nagyobb felbontásúvá válása és könnyebb elérhetősége, valamint a területek könnyebb megközelíthetősége új lendületet adott az eolikus geomorfológia egészének. A kutatások első fázisában leginkább a formák leírásával, tipizálásával (David 1997, Lemmen et al. 1998, Gutiérrez-Elorza et al. 2002, Yao et al. 2007, Kiss et al. 2009, Kilibarda és Blockland 2011), egy-egy táj jellegzetességeinek bemutatásával foglalkoztak (Seppälä 1995, Kuzucuoglu et al. 1998, Wang et al. 2002, Rebollar és Pérez-González 2008, Bourke et al. 2009). A formák korát először közvetve, a betelepült talajok radiokarbon korának megadásával (Lóki et al. 1993, Madole 1995, Seppälä 1995, Muhs et al. 1997, Tastet és Pontee 1998, Wolfe et al. 2000, Bateman és Murton 2006, Drenova 2006, Miao et al. 2010, Campbell et al. 2011) határozták meg, majd az 1980-as években kifejlesztett és napjainkra széles körben alkalmazott optikai lumineszcens kormeghatározás segítségével már közvetlenül a homokanyag lerakódásának idejét adják meg (Janotta et al. 1997, Clarke és Käyhkö 1997, Hesse et al. 2003, Ujházy et al. 2003, Chase és Thomas 2006, Tripaldi és Forman 2007, Rawling III et al. 2008, Forman et al. 2009, Markewich et al. 2009, Novothny et al. 2010, Mason et al. 2011, Yang et al. 2012, Kiss et al. 2012). A kormeghatározás mellett egyre több kutatás vizsgálja a homokterületek mintázatának kialakulását számítógépes modellek segítségével (Kocurek és Ewing 2005, Tsoar 2005, Nield és Baas 2008, Ewing és Kocurek 2010, Barchyn és Hugenholtz 2013). A jövőben egyre fontosabb cél a várható változások előrejelzése. A megbízható előrejelzést adó modellekhez pedig nagyon pontosan kell ismerni az ok-okozati összefüggéseket, valamint a homokmozgás fizikai mechanizmusát. Ezért a jövőben egyre fontosabbak lesznek azon interdiszciplináris kutatások, amelyek a klímának – ide értve a csapadék mellett a szélirányt, szélsébséget és széltartósságot is –, a rendelkezésre álló homok mennyiségének és szemcseösszetételének, a talajnak, a növényzetnek és a

nedvességtartalomnak a bonyolult összefüggéseit igyekeznek feltárni (Hugenholtz et al. 2010, de M. Luna et al. 2011, Barchyn és Hugenholtz 2012, Hugenholtz et al. 2012, Barchyn et al. 2014).

Magyarországon a homokterületek aránya (20%) magasabb (Borsy 1991) a kontinensek fészáráz területeinek arányánál (18%), ráadásul a klímaváltozás is jelentősen érinti hazánkat (Rakonczi 2013), ezért kiemelkedően fontos ezeken a vidékeken (is) a felkészülés a klímaváltozásra. Az ország futóhomok-területei elsősorban nagy hordalékkúpokon jöttek létre (a Nyírség a Tisza és mellékfolyói hordalékkúpján, a Duna-Tisza köze és Belső-Somogy pedig a Duna-hordalékkúpján), de kisebb foltokban előfordulnak folyóteraszokon (pl. Győr-Tatai-teraszvidék) és a nagyobb folyók árterein is parti dűnék és ártéti szigetek formájában.

A Tisza és mellékfolyóinak hordalékkúpján kialakult Nyírségből először a szélbarázda-maradékgerinc-garmada formaegyüttest írták le (Vertse 1932), majd a parabolabuckát (Kádár 1956), a szegélybuckákat (Borsy 1961), végül a közöttük lévő átmeneti formákat (Kiss 2000, Kiss et al. 2009). A homokformák genetikus rendszerzése során mutatták ki, hogy a táj geomorfológiai szempontból két részre osztható (Borsy 1961). Azonban részletes geomorfológiai vizsgálat csak a kistáj déli részén készült, melyben a pozitív eolikus formákat csoportosították (Kiss 2000, Kiss et al. 2009), illetve vizsgálták az emberi tevékenység formaalakító hatását (Lóki 2012) és formák korát meghatározták (Lóki et al. 1993, Kiss et al. 2012). Eredményeik szerint a Dryas időszakokban, a boreális, az atlantikus, majd a szubatlantikus fázisokban lendült mozgásba a homok a Nyírségben. Viszont a tájban a negatív formák típusait, eloszlását, és a terület eróziós és akkumulációs viszonyait nem elemezték.

A Duna-Tisza közén elterülő, a Duna egykori hordalékkúpján képződött homokterület formái közül szintén a szélbarázda-maradékgerinc-garmada formaegyüttest írták le először (Cholnoky 1902), majd ezt követően ismerték fel a parabolabuckák előfordulását is (Kádár 1935). A formákat Borsy (1977) csoportosította tovább kialakulásuk szerint. A homokmozgás fő időszakát a felső pleniglaciális (Borsy 1977) és a Dryas időszakokra (Gábris 2003, Gábris et al. 2011) teszik, de számos kisebb kiterjedésű eolikus aktivitást is kimutattak (Gábris és Túri 2008, Gábris et al. 2011). A kistáj eróziós-akkumulációs térszíneinek kisméretarányú elhelyezkedését részben feltárták (Győri 2013), míg az antropogén tájtalakítás szerepét kiemelten tanulmányozták (Lóki és Schweitzer 2001, Nyári és Kiss 2005ab, Nyári et al. 2007). A negatív formákat főleg vízföldtani szempontból vizsgálták (Molnár 2015), geomorfológiai leírásuk, csoportosításuk és térbeli eloszlásuk vizsgálata hiányos.

Belső-Somogy Magyarország harmadik legnagyobb kiterjedésű homokterülete, amely szintén a Duna egykori hordalékkúpján alakult ki (Marosi 1970). A másik két nagy homokvidékkel ellentétben környezetéhez képest nem kiemelt, hanem alacsonyabb helyzetben fekszik, ezért a környező területekről beszivárgó vízutánpótlás miatt itt sajátos környezeti feltételek alakultak ki, így a klímaváltozás is eltérő módon hathat. A térség abban is különbözik a többi nagy futóhomok-területtől, hogy a munkaképes szelek északi irányból fújnak, szemben a többi hordalékkúpon a formákat kialakító északnyugati szelekkel. A táj egyediségével, morfológiai jellemzőivel már Cholnoky (é.n.) is foglalkozott, aki egy hatalmas szélbarázda-maradékgerinc-garmada együttesről írt. Marosi (1970) szemcseösszetételi vizsgálatokból megállapította, hogy a szél csak részben módosította a hordalékkúp eredeti szemcseösszetételét, valamint a kovárványcsökök, fagyékek és fagyzsákok elemzéséből kiterjedt periglaciális éghajlatra, és idős, jégkorszakban megkötődött formákra következtetett. Mindezek mellett leírt parabolabuckákat és tipizálta a tájon előforduló negatív eolikus formákat is. Lóki (1981) részletes geomorfológiai térképet készített Belső-Somogyról. A homokformák

kialakulását mindhárom szerző a würm időszakra tette, és megemlítették, hogy a formák az Utolsó Glaciális Maximum óta stabilizálódtak, a holocén során csak csekély mértékben módosultak főleg felszíni leöblítéssel. Sebe et al. (2011) a glaciális időszakokban az eolikus folyamatok felszínalakító hatását emelték ki, a belső-somogyi homokterületeket kettéosztó, löszös Marcali-hátat pedig jardgangként értelmezték. Azonban a homokbuckák típusait és kialakulásukat nem vizsgálták.

A topográfiai térképek és terepbejárások alapján azonban azt tapasztaltuk, hogy Belső-Somogyban a homokbuckák alakja nem lepusztult, hiszen markáns gerincekkel rendelkeznek, a mélyedések határozott pereműek, a meredek lee-oldali lejtőkön pedig alig telepedett meg a növényzet, talajaik is gyengén fejlettek, helyenként kötetlen homok található a felszínen. Vagyis sokkal fiatalabbak is lehetnek a formák, mint azt korábban feltételezték, tehát a jégkorszak végén vagy azt követően jöhetett létre vagy alakult át a formakincs.

Kutatásom során ezért fő célom Kelet-Belső-Somogy geomorfológiai elemzése a klasszikus forma–anyag–folyamat gondolatmenetet követve. A kistáj homokformáinak korábbi geomorfológiai leírása óta (Cholnoky é.n., Marosi 1970, Lóki 1981) számos új, korábban nem elérhető vizsgálati módszer, új térképek (különösen az 1980-as években készített topográfiai térképsorozat), valamint abszolút (numerikus) kormeghatározás áll rendelkezésre. Ezeket felhasználva a kutatásom első részegységében célom a formák azonosítása, mely magában foglalja az akkumulációs (buckák, hosszanti formák) és az eróziós (deflációs mélyedések, szélbarázdák és széllyukak) formák térképezését is. A különböző típusú formák különböző folyamatokra utalhatnak, ezért további célom, hogy morfometriai paramétereik alapján csoportokba soroljam őket és megvizsgáljam a csoportok közötti eloszlásukat. Az optikailag stimulált lumineszcens kormeghatározással (OSL) pedig célom a homokmozgási periódusok korának megállapítása. Mivel az eltérő lerakódási környezetben más-más szemcseösszetételű üledékek változatos rétegsorokat alkotva települhettek, célom ezek térképezése is fúrások szemcseösszetételi elemzése és georadarszelvények felvételezése alapján.

A kutatásom során az alábbi fő kérdésekre keresem a választ:

1) Milyen formák találhatók Kelet-Belső-Somogyban?

Milyen pozitív és a negatív eolikus formák azonosíthatók a topográfiai térképek alapján? Hogyan csoportosíthatók a lehatárolt formák térbeli elhelyezkedésük és morfometriai paramétereik alapján? Milyen táji mintázatot mutat a formák és a formacsoportok elhelyezkedése? A tájmetriai elemzés használható-e a formák térbeli mintázatának vizsgálatára? Milyen kapcsolatban van a formák térbeli eloszlása a táj domborzatával és a völgyek futásával?

A kutatás ezen részében célom az, hogy meghatározzam a kistájban jellemző formákat, megvizsgáljam térbeliségüket, mert ezek alapján következtethetünk a formák táji mintázatára, azaz a kistáj eróziós és akkumulációs viszonyaira, az egyes formacsoportok tagjainak kialakuláskor uralkodó környezeti viszonyokra, valamint megvizsgálhatom a formák kapcsolatát a domborzattal és a vízrajzzal.

2) Mikor mozgott a homok a kistájban?

Mikor volt az eolikus aktivitás fő időszaka Kelet-Belső-Somogyban az optikailag stimulált lumineszcens (OSL) kormeghatározás adatai alapján? A legjelentősebb perióduson kívül mikor és hol indulhatott meg ismét a homokmozgás? Milyen vastagságú homokréteg rakódott le az egyes szakaszokban? Milyen szemcseösszetételű anyag továbbítódott az egyes periódusokban?

A kormeghatározással célokom, hogy abszolút (numerikus) koradatokkal alátámasztva megadjam, hogy milyen idők a felszínen térképezhető jelenlegi formák és milyen változásokon, estek át, azaz milyen körülmények között módosulhatott a formakincs.

3) Mi jellemzi a kistáj homokanyagának szemcseösszetételét és a formák belső szerkezetét?

Hogyan változik a buckákat felépítő homok szemcseösszetétele szélirányban? Milyen eltérések figyelhetők meg az egyes formacsoportok között, illetve milyen változatosságot mutat egy-egy mintavételi helyen a fúrás rétegsora? Mennyire terjeszthetők ki a pontszerű adatok a georadar (GPR) segítségével felvett hosszanti- illetve keresztshelvényekkel? Melyek az egyes homokrétegek főbb jellemzői? Milyen lépésekben épülhettek fel a buckák?

A szemcseösszetételi vizsgálattal célokom, hogy megadjam a különböző típusú formák kialakulásakor uralkodó eolikus körülményeket. A módszerrel szintén vizsgálható a pulzusokban érkező homok, a homokmozgás szüneteiben bekövetkező talajosodás, a mállás folyamata és az ismét mozgásba lendülő anyag eltérő összetétele. A georadar-felvételezéssel célokom a pontszerű adatok kiterjesztése, a rétegzettség és a lerakódási fázisok vizsgálata.

4) Mikor és milyen mértékben befolyásolták a klimatikus elemek valamint az ember a táj felszínfejlődését?

A mért OSL adatok alapján kapott eolikus periódusok ideje mennyire illeszthető össze korábbi paleo-klíma rekonstrukciók irodalmi adataival? A datált homokmozgási időszakok összekapcsolhatók-e a pleisztocén száraz–hűvös és a holocén száraz–meleg időszakaival, amelyek a homokmozgások megindulásának klimatikus feltételei? Így meghatározható-e, hogy mikor indult meg a homok nagy valószínűséggel klimatikus okokból? Milyen típusú formák alakultak ki ezekben az időszakokban? Mi jellemzi az egyes időszakokban mozgásba lendült, majd megkötődött anyag szemcseösszetételét és milyen vastagságú rétegekben rakódott le? Régészeti adatok alapján megállapítható-e, hogy a nedves éghajlaton bekövetkezett eolikus tevékenység antropogén zavaráshoz köthető? Mely kultúra elterjedése idején lendült mozgásba a homok? Eltérő típusú formák alakultak-e ki? Milyen szemcseösszetételi és rétegtani jellemzőik vannak ezeknek az antropogén hatásra kialakult formáknak?

Mindezekkel célokom Kelet-Belső-Somogy felszínfejlődésének felvázolása, vagyis a formák kialakulását és módosulását befolyásoló tényezők komplex kapcsolatának vizsgálata.

A kutatásom elsősorban az eolikus geomorfológia korábbi eredményeire támaszkodik, és az ehhez kapcsolódó regionális ismereteket igyekszik bővíteni. A formák, a homokanyag és a felszín korának ismerete azonban sok szempontból hasznosítható lehet a gyakorlatban. A táj geomorfológiai szerkezetének ismerete segíthet egy kedvezőbb területhasználat kialakításában. A negatív formák azonosításával kijelölhetők azok a potenciális foltok és területegységek, ahol a klímaváltozás okozta szárazodás ellen a leginkább sikeres lehet a védekezés. A helyi vízmegtartásban, a korábbi lecsapolások felszámolásában és a természetvédelmet leginkább segítő vizes élőhelyek kialakításában fontos szerepet tölthetnek be ezek a mélyebben fekvő tájfoltok. A mezőgazdasági hasznosítás és az erdőgazdaság szempontjából pedig fontos lehet a különböző formák szemcseösszetétele, hiszen ez meghatározza a talaj vízgazdálkodási tulajdonságait, mely közvetlen hatással van növények fejlődésére. Az emberi hatásra meginduló homokmozgások vizsgálata fontos adatokat szolgáltat az állattartás, azon

belül pedig a legeltetés lehetőségeinek kiterjesztésére vagy korlátozására, hiszen a taposás és a növényzet megbontása potenciális veszélyforrás egy szárazodó, többszörös eolikus formálódáson átesett tájon.

2. Irodalmi előzmények

Ebben a fejezetben céloom összefoglalni, hogy a korábbi kutatások eredményei alapján milyen tényezők vesznek részt a homokterületek felszínalakításában, és a változó körülmények között hogyan alakulhatnak ki eltérő buckatípusok. Számos mérsékelt övi tájon csoportosították a formákat, amelyek áttekintése után a Magyarországon leírt formakincset is ismertetem. A buckák tipizálása mellett, kialakulásuk folyamatáról a szemcseösszetételük és belső szerkezetük nyújthatja a legtöbb információt, ezért fontosnak tartom az erre vonatkozó korábbi eredmények áttekintését is.

Az eolikus formák anyagának korából következtethetünk arra, hogy az adott forma anyaga milyen klimatikus körülmények között szállítódott és rakódott le. Az abszolút (numerikus) koradatok segítségével pedig kijelölhetők a kiterjedt homokmozgással jellemezhető – tehát ennek kedvező – éghajlati időszakok vagy antropogén beavatkozások ideje. A felszínfejlődés rekonstruálását ezek a koradatok támaszthatják alá, ezért a fejezet második felében részletesen bemutatom őket.

2.1. A félig kötött homokterületek formái

A legtöbb eolikus kutatás a szabadon mozgó, sivatagi formák csoportosításával, kialakulásával és környezeti viszonyainak változásaival (szélirány, homokutánpótlás mértéke, nedvességtartalom stb.) foglalkozik, azonban egyre több vizsgálat zajlik a félig kötött homokterületeken is, ahol a nedvesség és az ezzel összefüggésben kialakuló növényborítás akadályozza a formák szabad fejlődését. A buckák típusait leíró eolikus kutatások leginkább Észak-Amerikában (Új-Mexikó, Colorado és Kalifornia: McKee 1979, Cooke et al. 1993, Thomas 2011, Kanada: David 1977, 1981, 1997, Lemmen et al. 1998, Wolfe et al. 2000, Hugenholtz et al. 2009), Belső-Ázsia sivatagjaiban (Takla Makán: Wang et al. 2002, Tsuchiya és Oguro 2007, Kína: Yao et al. 2007, Wang et al. 2010) és az akkumulációs jellegű tengerparti zónákban (Bakker et al. 1990, Ardon et al. 2009, de M. Luna et al. 2011) folytak. A formák kialakulását befolyásoló tényezők szerepét tájegységtől függetlenül is vizsgálták (Warren és Allison 1998, Wang et al. 2002, Hesse et al. 2003, Dong et al. 2009, Hesse 2011, Barchyn és Hugenholtz 2012), majd a legutóbbi kutatásokban kialakulásukat is modellezték (Kocurek és Ewing 2005, Derickson et al. 2008). Az űrfelvételek és a légifotók elemzésével kvantitatív mérőszámok alapján részletesebb kutatásokat végezhettek akár nehezen megközelíthető helyeken is (Ewing et al. 2006, Bourke et al. 2009), és ez a technológia a Földön kívüli homokterületek (pl. Mars, Titán) vizsgálatában is felhasználásra került (Ewing et al. 2006, Bishop 2007, Bourke et al. 2010, Fenton és Hayward 2010, Gardin et al. 2011, Hayward et al. 2013, Radebaugh 2013).

A Föld félig kötött homokterületeit földrajzi elterjedésük alapján kettéoszthatjuk tengerparti és a szárazföld belsőbb területein lévő homokvidékekre. Először a tengerparti területek legjellemzőbb formáit mutatom be röviden, majd a szárazföld belső területeiről leírt formák típusait írom le részletesebben.

Az üledékszállítás útjának (erózió – szállítás – akkumuláció) megfelelően először a defláció által kialakított negatív formákat mutatom be, kitérek ezek magyarországi előfordulására, majd ezt követően az akkumuláció formáit jellemzem, kiemelve a Magyarországon is előforduló buckatípusokat.

2.1.1. Negatív formák jellemzése

A tengerpartokon a szél általában a nyíltvíz felől fúj, kiszáritja és mozgásba lendíti a beach-ek jól osztályozott, finom- és közép szemű homokját (Livingstone és Warren 1996), azonban a dinamikusan változó parti zónában, a szinte folyamatos üledék-utánpótlás miatt negatív formák nem határolhatók le. A part mögötti zónában felhalmozott buckák anyagába mélyülhetnek széllyukak és szélbarázdák (angolul: *trough* vagy *blowout*, Livingstone és Warren 1996), így a homok újból mozgásba lendül és a parttól egyre távolabb kerül, ezáltal a fokozatosan fejlődő mélyedések anyagából parabolabucka-rendszer alakulhat ki (Thomas 2011). A negatív formák hossza többnyire 10-30 méter (Pye és Tsoar 2009), de 100 méter hosszúakat is leírtak a holland partokról (Jungerius 1984). A szélbarázdák hosszabbik tengelye általában párhuzamos az uralkodó széliránnyal (Livingstone és Warren 1996). Girardi és Davis (2010) szerint a már meglévő pozitív formák a széláramlás lokális módosítása révén befolyásolják, hogy hol alakuljanak ki és merre fejlődjenek tovább a dűnerrendszert átalakító szélbarázdák. Ezáltal a negatív és pozitív formák között visszacsatolás figyelhető meg.

A szárazföld belsőbb területein elsősorban hordalékkúpokon, medencékben, ártereken és teraszokon alakultak ki félig kötött homokterületek (Borsy 1991, Pye és Tsoar 2009). A homokanyag így általában fluvialis (Lancaster 2009, Pye és Tsoar 2009), esetenként glaciális (Mountney és Russel 2009) eredetű, amelyet a szél átdolgoz. Ennek hatására pedig megváltozik a szemcseösszetétel (Thomas 1997, Mountney és Russel 2009), a szemcsék alakja (Borsy 1965, Lóki 1981), és az eolikus formakincsre jellemző mélyedések és pozitív formák rendszere jön létre (Pye és Tsoar 2009). A negatív formák kialakulását a szél iránya, erőssége, tartóssága, és a rendelkezésre álló, megmozgatható anyagmennyiség befolyásolja leginkább. Utóbbit pedig a homok nedvességtartalma, illetve növényzettel való borítottsága határozza meg (2.1. ábra).

A szemi-arid területeken a kifúvás akkor kezdődhet el, ha szabad homokfolt alakul ki valahol. Ez akkor történhet meg, ha az összefüggő növénytakarót bolygatás éri: lokálisan kiszárad a homok, így elszáradnak a növények; igen erős szelek megbontják a vegetációt; vagy a legelő állatok taposása, illetve egyéb antropogén (pl. erdőirtás) zavaró hatások érik. A munkaképes szelek mobilizálni tudják az addig kötött homokot, így a kialakult kötetlen anyagot a szél elszállítja és helyén egy mélyedés keletkezik, amely a tölcsérhatás miatt tovább növelheti az erózió mértékét (Livingstone és Warren 1996). A létrejött mélyedés addig növekszik, amíg a tölcsérhatás a mérete miatt le nem csökken. Ekkor tekinthető egyensúlyi helyzetűnek a forma. A mélyedés fejlődése szintén leáll, ha a peremei olyan meredek, hogy az erodált anyag már nem jut ki a formából, vagy a mélyedés aljában nedves üledék kerül a felszínre, amelyet a szél a kohézió miatt már nem tud elszállítani. A depresszió alakja a talajvízállástól és a növényzet megkötő hatásától függ. A talajvízállás meghatározza, hogy milyen mélységig fejlődhet a forma, ugyanis a nedves homokot már nem tudja elszállítani a szél a forma aljától, így a negatív homokforma csak a széliránnyal párhuzamosan képes növekedni a horizontális légörvények hatására (Balogh 1991). A növénytakaró sűrűsége pedig azt befolyásolja, hogy oldalirányban (a szél irányára merőlegesen) mennyire tágulhat a forma. Sűrű növényzetben az oldalirányú fejlődés korlátozott, ezért hosszúkás (akár több km hosszú), de keskeny formák alakulnak ki, míg szárazabb éghajlaton, ahol gyéresebb a vegetáció laterálisan is átdolgozza a homokot a szél, ovális vagy kerekded alakú forma fejlődik ki. A legkerekebb formák akkor alakulnak ki, ha a nedves homokban hosszirányban sem fejlődhet a mélyedés, de a növényzet stabilizáló hatása miatt oldalirányban is korlátozott a homokszállítás. Az igen változatos környezeti feltételek miatt sokféle negatív forma jellemző az eolikus területeken. Méretük és alakjuk alapján számos szerző csoportosította

őket (Wolfe és David 1997, Lemmen et al. 1998, Wolfe et al. 2000, Hugenholtz et al. 2009). Ezért a következő bekezdésekben a leggyakoribb fő típusokat és keletkezési feltételeiket mutatom be.

Amikor a homokot csak kis helyen tudja elszállítani a szél a talajnedvesség és a vegetáció miatt, akkor *széllyuk* alakul ki, mivel a megmozgatható homokmennyiség limitált (2.1. ábra). Általában nedvesebb homokterületeken jellemző ez a forma, hiszen ekkor adott a magas talajvízszint, amelynek következtében a sűrű vegetáció is kialakul. A forma alaprajza közel kör alakú, átmérője maximum 50-80 m (Lóki 1981). Mélysége változó, lehet egész sekély, de igen mély (1-5 m) széllyukakat is leírtak (Kádár 1935, Marosi 1970). Az alján lévő nedves homokban munkaképes szelek hiányában gyakran fás növényzet is kialakul (Marosi 1967). Kezdeti (embrionális) formának tekinthető, de a szélerősség növekedésével, nedvesség és/vagy a vegetáció csökkenésével nagyobb méretű depresszióvá fejlődik tovább (Borsy 1991). Gyakran szélirányban egymás mögött, gyöngyszerűen felfűzve fordulnak elő (Lóki 1981), majd a defláció erősödésével a széllyukak közötti háta lealacsonyodhatnak, a sor tagjai összekapcsolódhatnak, és végül így megnyúlt forma jön létre.

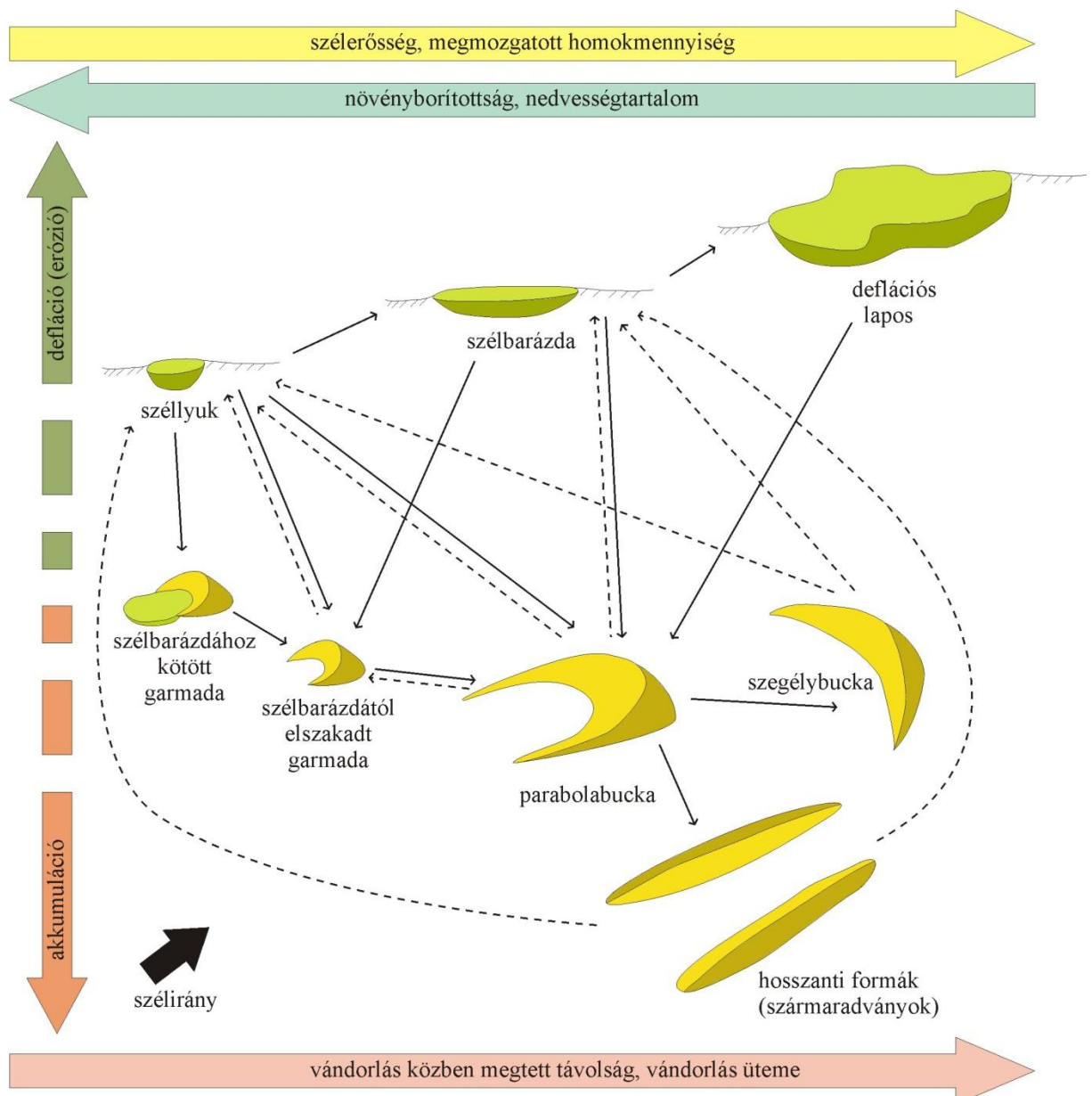
A *szélbarázdák* akkor alakulnak ki, amikor a talajnedvesség kisebb, gyéresebb a vegetáció, mint a széllyukak keletkezésekor, így nagyobb területekről lehetséges a homok elszállítása. Barchyn és Hugenholtz (2013) szerint egy szabad homokfoltból meginduló homokszállítást, majd a forma terjeszkedését az is befolyásolja, hogy a vegetációban jelen lévő fajok megújulási képessége (pl. növekedés, homoktakarás tűrése) milyen viszonyban áll a homokutánpótlással. Ha a növények regenerációja gyorsabb, mint a kifújó homokmennyiség, akkor stabilizálják a kis formát, amely nem tud tovább fejlődni, így az előző bekezdésben leírt embrionális mélyedés, széllyuk alakul ki. Azonban, ha a munkaképes szelek annyi homokot szállítanak el, hogy a növényzet fejlődése gátolt, illetve a homokborítás miatt elhal a vegetáció a negatív forma környezetében, a mélyedés továbbfejlődhet, mind széliránnyal párhuzamos hosszanti, mind pedig arra merőleges, laterális irányban.

A szélbarázda tengelyének iránya és a szélirány által bezárt szög meghatározhatja, hogy tovább mélyül-e a forma vagy inkább a szélei erodálódnak (Hugenholtz és Wolfe 2009). A szélbarázda fő tengelyére nem párhuzamosan, hanem valamilyen szögben érkező szelek jelentős eróziós munkát képesek végezni, viszont a kierodált anyagot a fő tengellyel párhuzamos szelek tudják csak kifűjni a szélbarázdából. Hugenholtz és Wolfe (2006) egy évtizedes kanadai vizsgálataik során arra jutottak, hogy egy szélbarázda belsejében akár egy méter vastag homokréteg is lerakódhat az áramlási viszonyoknak köszönhetően. Ennek oka, hogy miután a szélbarázda elér egy kritikus méretet, az aljáról már nem erodálódik tovább az üledék és negatív visszacsatolás jön létre. A szélbarázdák fejlődése során hideg klímán a kitettségnek is fontos szerepe lehet. A jobban felmelegedő és kiszáradó, délre néző lejtőn több elszállítható homok képződik, mint a hidegebb, sokszor fagyos északi kitettségű lejtőn (Mountney és Russel 2009).

Deflációs laposok kialakulására csak akkor van lehetőség, ha nagy területen (akár több km², Lancaster 2009), vagy sok egymás melletti kis foltban is szabad homokfelszínek találhatók, amelyekről a munkaképes szelek jelentős mennyiségű anyagot szállíthatnak el (Thomas 2011). A forma fejlődésével nagy kiterjedésű csupasz felszín alakul ki, például Ausztráliából 0,004-100 km² területűeket is leírtak (Kilgrew és Gilkes 1974). A nagy méret tovább erősíti a szél munkavégző képességét, így pozitív visszacsatolás által lehetővé teszi a forma további növekedését (Goudie 2013). A laposok alakja igen változatos, általában kerek vagy vese alakúak, de teljesen szabálytalanok is gyakoriak (Livingstone és Warren 1996). A vegetációval fokozatosan betelepülő nedves mélyedés alja a legelő állatok fő táplálkozó helyévé válhat, azonban taposásukkal újabb

szabad homokfoltok keletkezhetnek, így a forma fejlődését felerősítik (Goudie 2013). Ezek a formák általában sekélyek (Livingstone és Warren 1996) és gyakran lefolyástalanok, amelyekben a talajvíz megemelkedésével időszakos tavak is kialakulhattak a nedves időszakokban (Livingstone és Warren 1996, Thomas 1997, Lancaster 2009). A vízborítás ideje alatt lerakódó finom üledék (iszap, agyag) gátolja a forma további mélyülését és fejlődését (Livingstone és Warren 1996, Lancaster 2009). Nagy méretük ellenére egyes arid területeken csupán a táj 1%-át foglalják el (Thomas 1997), míg Afrika félszáraz területein akár 20%-ot is (Goudie és Wells 1995).

A deflációs mélyedéseket vagy laposokat a különböző szerzők más-más néven említik, például az Ibériai-félszigetről eróziós depressziókként (*erosional depression*) kerültek leírásra (Rebollar és Pérez-González 2008), de deflációs mélyedésként (*deflation hollow*), és deflációs laposként is (*deflation pan*) említik (Goudie és Wells 1995, Lancaster 2009).



2.1. ábra: A félig kötött homokterületek legjellemzőbb formái és kialakulásukat befolyásoló tényezők. (A feltüntetett paraméterek a nyíl irányába nőnek. A folytonos nyilak a formák egymásba alakulását jelzik, míg a szaggatottak a másodlagos hatásokat, amelyek eredményeként hierarchia szintek alakulhatnak ki. Saját szerkesztés)

Olyan speciális klimatikus körülmények között, mint az izlandi jégtakaró előtere a negatív formák, amelyek buckaközi laposokként jelennek meg nem jelentik a homokutánpótlás helyeit (Mountney és Russel 2009). Itt az árvizek során érkező anyag csak a téli időszakban mozoghat szabadon és formálhatja a dűnerendszereket. A magas talajvízszint miatt víz alatt lévő buckaközi mélyedések ilyenkor befagynak, így nem csapdázzák a mozgásba lendülő homokot, ami így a meglévő formákat magasíthatja, vagy új buckákká állhat össze.

A negatív formák – leginkább a széllyukak és a szélbarázdák – lehetnek elsődleges, illetve másodlagos formák is. Elsődleges formának tekinthetők azok a mélyedések, amelyek az eolikus átdolgozás kezdeti szakaszán alakulnak ki, azaz fluviális vagy glaciális folyamatok által felhalmozott anyagba mélyülnek. Másodlagos széllyukak vagy szélbarázdák akkor alakulnak ki, amikor egy már stabilizálódott eolikus felszínen újra mozgásba lendül a homok, vagyis korábban megkötődött homokformákat módosítanak (David 1998). Például az amerikai préri homokterületein számos másodlagos forma képződését figyelték meg, amelyek módosították a felszínt, így mélyedésekkel tagolt és élénk relieffel jellemezhető táj jött létre, a kifújott homokanyag pedig új pozitív formák kialakulásához is vezethetett (David 1977, 1998, Wolfe et al. 2000). A korábban stabilizálódott buckák kiemelt részei sérülékenyebbek, itt könnyebben válik kötetlenné a homok, tehát másodlagos negatív formák itt alakulnak ki legnagyobb valószínűséggel (Livingstone és Warren 1996).

2.1.1.1. A magyarországi negatív formák osztályozása

Magyarországon Borsy (1991) három alapvető negatív formát ír le: a szélbarázdát, a deflációs mélyedést és a deflációs lapost. A szélbarázdák kialakulásával veszi kezdetét az eolikus formák fejlődése, amelyek ott alakulnak ki, ahol a homokfelszínt nem védi zárt növénytakaró, így a keletkező mélyedés elnyúlik a szél irányában. A növényzettől jobban védett felszíneken keskeny szélbarázdák alakulnak ki, hiszen csak szélirányban tud fejlődni a forma a kötött homokban. Szélirányban azonban 400-800 m hosszú mélyedés is kialakulhat, amely azonban csak 1-2 m mély. A növényzettel kevésbé védett felszíneken oldalirányban is erodál a szél, így ovális szélbarázda alakul ki, amelyek mérete hosszirányban igen változatos, 60-400 m is lehet. A minden oldalról zárt, változatos alakú, maximum 2 km átmérőjű negatív formákat írta le Borsy (1991) deflációs mélyedésnek, míg a deflációs laposok lényegesen nagyobb kiterjedésű (átmérő: 5-8 km), kevésbé zárt formák.

A Duna-Tisza közéről Borsy (1991) mindegyik fenti típusos formát leírta, ugyanakkor az ország többi nagy homokterületén a negatív formák további változatosságot mutatnak.

Belső-Somogyban Cholnoky (é.n.) a negatív formák között megkülönböztette a buckaközi mélyedéseket és a homokdolinákat. Előbbiek a buckák feltorlódása révén képződtek: a pozitív homokformák több oldalról körülsáncoltak egy területet, amelyben tavacska gyűlhetett össze. Míg a homokdolinák szerinte úgy alakultak ki, hogy a beszivárgó víz hatására berogyás keletkezik a homokban, azonban ezek a mélyedések csak pozitív formák nélküli területen jellemzők és 4-5 méter mélyek is lehetnek. Víznyelőszerű formának gondolta őket, amelyek a Kapos hátravágódásával hozott összefüggésbe, és az itt eltűnő víz a Kapos forrásaiban jöhet felszínre, majd, ha eltömődnek, akkor a mélyedésekben a talajvíz a felszínen marad és tó alakul ki. Jákó és Csököly, valamint Kiskorpád környékén figyelt meg számos ilyen formát. Marosi (1970) szerint a leggyakoribb forma Belső-Somogyban a szélbarázda. A Cholnoky (é.n.) által leírt homokdolinákat Marosi (1970) széllyukaknak tartotta, amelyeket szintén igen

elterjedt képződményként írt le. Kialakulásuk okát abban látta, hogy a csapadékos homokterületen a holocén második felében a szélbarázdák-képződést a növényzet gátolta, csak egy-egy foltban fújódhatott ki a homok, így a szélbarázdának csupán egy embrionális formája alakult ki. A szélbarázdát Lóki (1981) is leírta a területről, mint a szélbarázdák-maradékgerinc-garmada együttes tagját, és a leggyakoribb formának tartotta, de több típusát különböztette meg (pl. mindkét végén nyitott szélbarázdák; keskeny, hosszú; illetve keskeny, rövid szélbarázdák; ovális szélbarázdák). Méretüket 100-500 méter közöttinek, mélységüket 1-3 méternek mérte. A kör vagy majdnem kör alakú szélbarázdákat széllyukaknak tartotta, amelyek kötöttebb homokban alakultak ki. Továbbá leírta még a deflációs mélyedéseket és a deflációs eredetű nagyobb lapos felszíneket is.

A Nyírségben is megkülönböztették a kötöttebb homokban kialakult, keskeny, hosszú szélbarázdákat, és a laza homokban fejlődő, széles, ovális alaprajzú szélbarázdákat (Borsy és Lóki 1982). Előbbiek általában 1-2 méter mélyek, ritkán 3-4 métert is elérnek, hosszuk pedig 300-500 méter. Ezzel szemben az utóbbi, ovális szélbarázdák sokkal változatosabb alakban és méretben alakultak ki. Hosszuk lehet csupán 60-80 m, gyakoriak a 100-200 méteresek, de előfordulnak 300-500 méterre megnyúltak is; az ennél nagyobbak már átmenetet képeznek a deflációs laposokhoz. Helyenként azonban széles, nagy kiterjedésű negatív formák helyett sorokba rendeződött szélbarázdák találhatók, amelyekből a kifújott anyag csak hosszabb szállítódás után, távolabb rakódott le, így gyöngysor-szerűen egymáshoz kapcsolódó mélyedések maradtak hátra (Borsy 1991).

2.1.2. Pozitív formák jellemzői

A tengeröblökben a partokon a tenger felől fújó szél kiszárítja és buckákba halmozza a tengeri üledéket, amelyet a parttól távolabb a növényzet megköt (Cooke et al. 1993). Így alakulnak ki a félig kötött, max. 30 méter magas elsődleges formák számító, a parttal párhuzamos parti dűnék (foredune) a turzások anyagából. A beach-ekre érkező többlet homok itt tárolódik, illetve innen kerül vissza a beach-re, a tengerbe vagy szállítódik tovább a szárazföld belseje felé (Livingstone és Warren 1996). Utóbbi esetben a part mögötti zónában a magasabb (50-70 m) vándordűnékben halmozódik fel a homok, amelyek másodlagos tengerparti formák számítanak és parabolabuckák rendszerévé is fejlődhetnek (Thomas 2011). A kialakuló formákat befolyásolja a homokutánpótlás mértéke és ritmusa, valamint a partközeli áramlási viszonyok (Livingstone és Warren 1996). Tastet és Pontee (1998) a francia Médoc környékén 6 különböző buckatípust írtak le a vándordűnék zónájából (egyszerű, tenyeresen összenőtt és egybeolvadt parabolabuckák, egyszerű barkánok, barkánszerű vonulatok és összenőtt barkánok). Lengyelország nyugati partjai mentén ugyanebben a zónában hosszanti homokhátsókat figyeltek meg (Labuz 2005), amelyeknek kelet felé csökken a szélessége, de nő a magassága és ma is aktívan formálódnak. Chase és Thomas (2006) leírták, hogy a félig kötött tengerparti formák közül az íves gerincű buckák egyetlen uralkodó széliránnyal jellemezhető homokmozgási fázisban jöttek létre, míg az egyenes, megnyúlt formák kialakulásakor két fő szélirány létezett. Girardi és Davis (2010) megállapították, hogy a dűnék felszabdálódása és átalakulása – a környezeti tényezők mellett – a szomszédos formák hatására is bekövetkezhet, így a nem szimmetria-tengelyben megjelenő szélbarázdák miatt a buckák a tengelyvonaluktól eltérő irányban is vándorolhatnak. Koprowski et al. (2010) homok által eltemetett fák alapján 1,2-3,5 m/év buckavándorlási ütemet számolt a lengyelországi Leba környékén.

A szárazföld belsőbb területein a kialakuló pozitív formák mérete, alakja és elhelyezkedése nagyban függ az adott területre ható környezeti tényezőktől: a szél irányától és erősségétől; a felhalmozódási terület kiterjedésétől, domborzatától; a rendelkezésre álló homokanyag mennyiségétől és minőségétől; a nedvességtartalomtól és ezzel összefüggésben a vegetáció sűrűségétől; valamint az antropogén zavarás mértékétől (Thomas 1997, Lancaster 2009, 2.1. ábra). Különböző pozitív formákban továbbítódhat, illetve kötődhet meg a homok a fenti környezeti tényezők változásának függvényében, ugyanakkor egyes szerzők szerint (Pye és Tsoar 2009) a félig-kötött homokterületeken a vegetáció jelenléte a fő befolyásoló tényező.

A mélyedésekből kifújó homok általában a növényzet szélárnyékolásának hatására akkumulálódik először (Livingstone és Warren 1996). Pozitív formák akkor tudnak kialakulni, ha elegendő homokutánpótlás áll rendelkezésre, amely megfelelő szélereőség esetén összegyűlési helyétől tovább vándorolhat, így buckák alakulhatnak ki. A vegetációnak nagy szerepe van a szárazon a homok megkötésében (Thomas 1997, 2.2. ábra), és mivel csak a bucka feji része vándorol, így a növényzettel való borítottság mértéke meghatározza a forma alakját (Pye és Tsoar 2009). Tehát a pozitív homokformák kialakulásához egyirányú, tartós szélre van szükség (Lancaster 2009). A növényzet által stabilizált részeket csak kellően erős szelek képesek újra mozgásba lendíteni (Pye és Tsoar 2009). A megkötődő majd mobilizálódó bucka haladása során ún. „buckanyomvonulat”-okat (*dune-track ridge*) hagy maga után, amelyek jelzik a forma korábbi helyzetét az előző inaktív periódusban (David 1977, Wolfe és David 1997, Lemmen et al. 1998, Wolfe et al. 2000, Hugenholtz és Wolfe 2006, Hugenholtz et al. 2009, Pye és Tsoar 2009, 2.2. ábra).

A szélbarázdák mélysége és a kifújó anyag előrenyomulása között kapcsolatot feltételeznek (Barchyn és Hugenholtz 2013), mivel a homokleplek gyorsabban vándorolnak, mint a kialakult kis dűnék, amely a dűnemagasság és a vándorlási sebesség közötti fordított arányú kapcsolattal magyarázható. Barchyn és Hugenholtz (2013) továbbá megfigyelte azt is, hogy a szélbarázdák anyagából kialakuló, parabola alakú kis dűnék (garmada) ugyan alaktanilag hasonlóak a barkánokból és a sivatagok peremén, a vegetáció hatására kifejlődő parabolabuckákhoz, de egészen más mechanizmusok alakíthatták ki őket. A félszáraz területek esetében, ahogy a szélbarázda oldalirányban növekszik, először a garmada középső része halmozódik fel, majd a széleken a száraz is kialakulnak. A középső és a szélső részekben különböző magasságú és mennyiségű anyag halmozódik fel, így a bucka részei sem azonos sebességgel vándorolnak.

Az eltérő eolikus környezeti feltételeknek megfelelően a homok különböző formákat alkotva kötődhet meg. Csoportosításukat méretük, alakjuk és szélirányhoz viszonyított helyzetük szerint végezték (David 1977, Wolfe és David 1997, Lemmen et al. 1998, Wolfe et al. 2000, Hugenholtz és Wolfe 2006, Hugenholtz et al. 2009, Pye és Tsoar 2009), miközben számos helyi elnevezés is kialakult. Az alábbiakban a legjellemzőbb fő típusokat és keletkezésük feltételeit mutatom be.

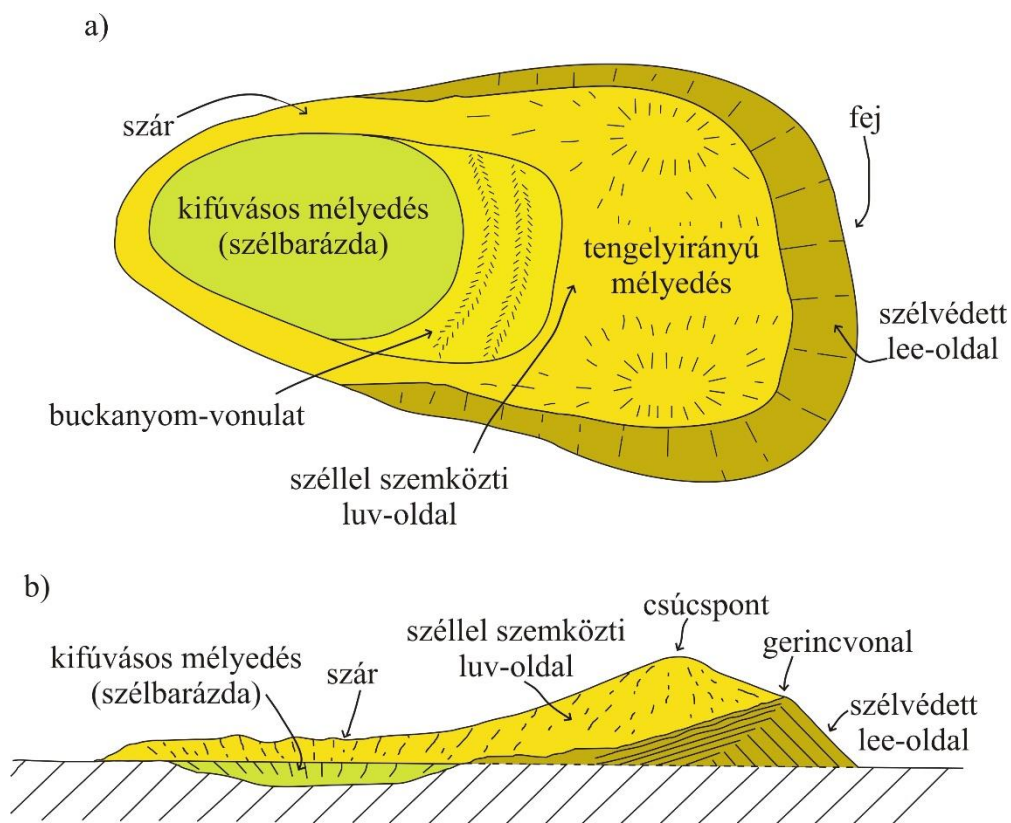
A *homokfödrek* a szél irányára merőlegesen kialakuló aszimmetrikus formák (Lancaster 2009), melyek leggyakrabban a nagyobb formákon vagy a buckaközi térségekben jönnek létre (Balogh 1991, Lancaster 2009). Képződésüket és így méreteiket, leginkább az ugráltatott szemcse nagyság bombázó hatása befolyásolja (Lancaster 2009), amely függ a szemcsemérettől, az osztályozottságtól és a széliránytól (Thomas 1997). Ennek megfelelően egymástól általában 0,001-10 méter (Borsy 1973, Thomas 1997), más források szerint 0,013-3 méter (Lancaster 2009) távolságban vannak egymástól, de akár 22 méteres távolságot is leírtak már az Andokból (Nagy et al. 2014). A durvább szemű homokban egymástól távolabb helyezkednek el, mint finomabb homokban (Lancaster 2009). Magasságuk néhány milliméter és 1 méter között változik (Lancaster 2009,

Thomas 2011). Gerincük vonala lehet egyenes vagy szinuszosan hajladozó, utóbbinak az oka a szélirány kismértékű változékonyságával magyarázható (Thomas 1997). Morfometriai tulajdonságuk alapján megkülönböztettek ballisztikus homokfodrokat, aerodinamikus homokfodrokat és adhéziós fodrokat (Balogh 1991). A ballisztikus homokfodrok a legkisebb méretű fodrok, max. 30 cm magasak, amelyek finom és közép szemű homokból állnak, hosszúak és egyenes, vagy csak enyhén hajlott gerincűek. Egymástól való távolságuk egyes szerzők szerint (Bagnold 1941) az ugráltatás (szaltáció) pályájának távolságával egyezik meg, míg más szerzők (Sharp 1963) az érkező szemcsék becsapódási szögéhez és a fodor magasságához kötik. Thomas (2011) szerint a fodor magassága a minimális forma közti távolságot határozza meg, de az ugráltatás hossza alakítja ki a valós távolságot. Az aerodinamikus homokfodrok is kis méretűek (0,2-5 cm magasak) és még jobban megnyúltak. Azonban a széllal párhuzamos irányú gerincek is előfordulnak, amelyek a ballisztikus homokfodrokra települve is kialakulhatnak (Balogh 1991, Thomas 1997). Az adhéziós homokfodrok a buckaközi laposok nedvesebb területén alakulnak ki, általában 5 cm magasak, de akár 30-40 cm magasra is fejlődhetnek további szemcsék hozzátapadásával (Balogh 1991). Távolságuk 50 cm, és mivel a talajvíztől függenek, rövid életű formák. Szárazság esetén anyaguk elszállításra kerül és a buckákban halmozódik fel.

A *garmadák* a legkisebb méretű akkumulációs buckák a félig kötött homokterületeken (Cholnoky 1902, Kádár 1966, Pye és Tsoar 2009). Magasságuk általában maximum néhány méter, de területükhöz képest így is jelentős (Borsy 1991), más források szerint általában 10 méter alatti, viszont 30 méter is lehet (Pye és Tsoar 2009)., átmérőjük 100 m körüli (Pye és Tsoar 2009). Akkor alakulnak ki, amikor egyirányú, tartós, de nem túl erős szél fúj, mérsékelt vagy közepes homokutánpótlás jellemző és sűrű vegetáció fejlődött ki a magas nedvességtartalmú felszínen. Az egyirányú szél megakadályozza, hogy a szállító homokanyag *homoklepel*ként szétterüljön, viszont a sűrű vegetáció miatt kifúvási helyéhez közel, gyakran a negatív forma lee oldalán, szabálytalan alakba halmozódva megkötődik a kifúj homok. Szárai a széllal szemben mutatnak és rövidek. Ha a garmada fejlődése során a szél erőssége megnő, vagy a vegetáció sűrűsége a szárazság vagy az antropogén zavarás hatására csökken, akkor elszakadhat deflációs területétől és tovább vándorolhat, illetve növekvő homokutánpótlás esetén a garmadák sorokba vagy csoportokba rendeződhetnek (Borsy 1991).

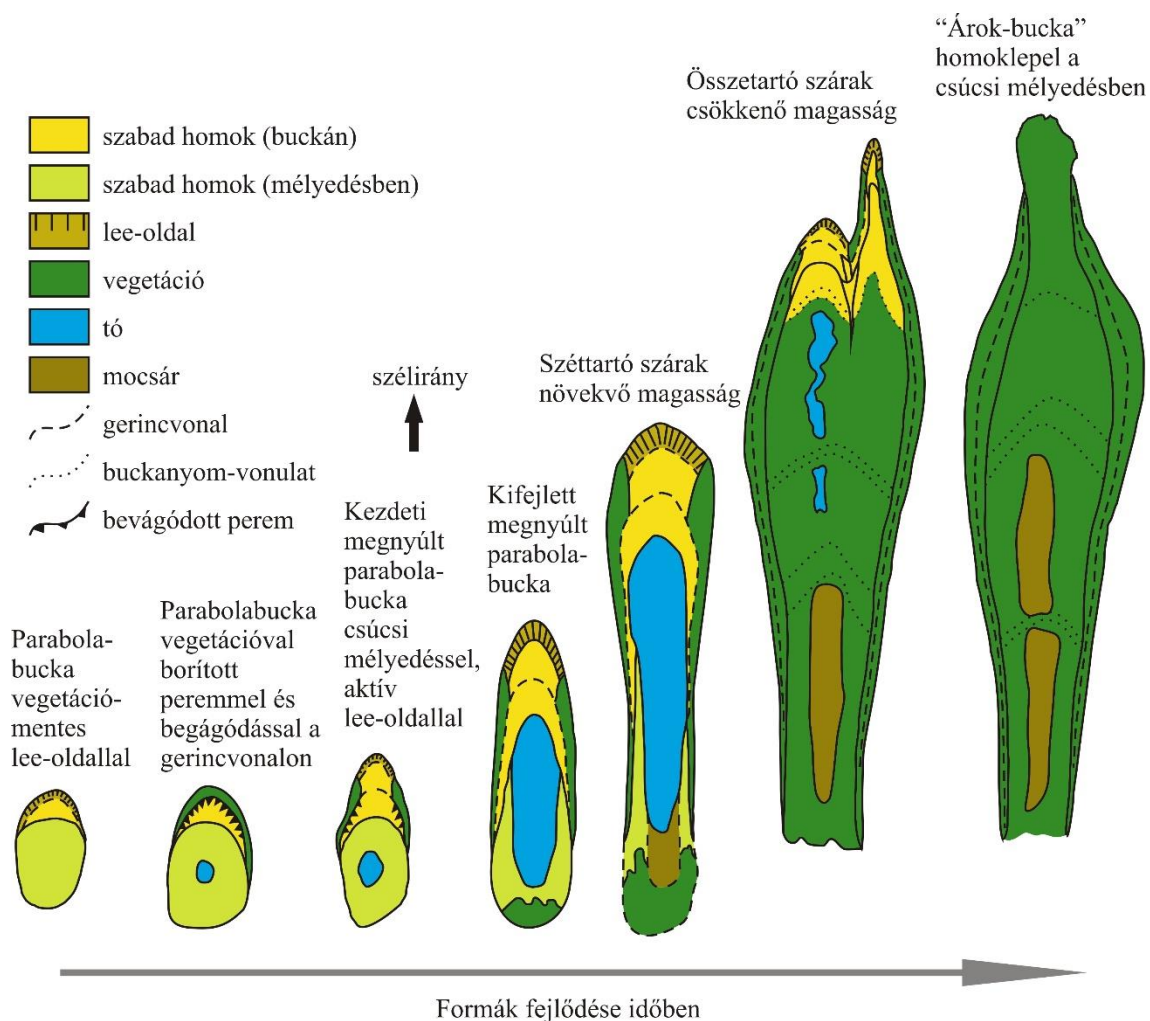
A garmada elsősorban a magyar szakirodalomban használt forma, a szélbarázda–garmada–maradékgerinc együttes tagja, amelyet Cholnoky (1902, 1940) írt le először. Borsy (1961, 1980) már parabolyszerű garmadának nevezte, amely mindmáig meghatározza a hazai eolikus kutatásokat (Kiss 2000, Kiss et al. 2008, Kiss et al. 2009, Kiss et al. 2012, Lóki 2012, Györgyövcics és Kiss 2013, Györgyövcics és Kiss 2016). Azonban a nemzetközi szakirodalomban a félszáraz területeken mindig a szélbarázda-parabolabucka formapárt tekintik a formakincs alapjának (Livingstone és Warren 1996, Thomas 2011). Ebben az értelmezésben a garmada a parabolabucka egy kisméretű, fejlődése elején lévő változata. Egyedül egy újabb összefoglaló tanulmányban (Pye és Tsoar 2009) különítik el a garmadát (*hummock dune*), amely alatt szabálytalan alakú, növényzettel részben vagy teljesen borított homokhalmot értenek, és a mérsékelt övi homokvidékek egyik leggyakoribb formájaként írják le. Korábban a garmada (*hummock dune*, *nebkha*) kifejezést kizárólag apró (max. 3 m magas és 1-8 m széles), növényzet által megkötött kis halmokra használták (Cooke és Warren 1993). Ugyanakkor a magyar szakirodalomban annyira elterjedt és elfogadott a mai napig, hogy kutatásomban – igazodva a korábbi szerzők nevezéktanához – ezt az elnevezést is használtam a kisebb méretű, szabálytalan vagy szabályos alakú homokhalmok megnevezésére.

A *parabolabuckák* a félig kötött homokterületek leggyakoribb formái (Lancaster 2009, Pye és Tsoar 2009). Kialakulásuk feltétele a stabil felszín, az egyirányú, tartós szél, a közepes vagy bő homokutánpótlás és a gyér vegetáció (David 1977, Lancaster 2009). U- vagy V-alakúak, száraiik pedig általában párhuzamosak egymással és a széliránnyal szembe mutatnak (David 1977, Balogh 1991, Lancaster 2009, 2.2. ábra). A feji részük gyakran kötetlen, száraz homokból áll, amely a gerincen átszuszva mozog (Lancaster 2009). Hosszúságuk néhány tíz méter és több száz méter is lehet (Kádár 1966, Lóki 1981, Borsy 1977, Wolfe és David 1997, Lemmen et al. 1998, Wolfe et al. 2000, Hugenholtz és Wolfe 2006, Hugenholtz et al. 2009, Kiss et al. 2012 Györgyövícs és Kiss 2013), de pár kilométer hosszúak is előfordulnak (Lancaster 2009). A szárai közötti távolság lehet a hosszúsággal azonos, de gyakrabban annak csak töredéke. A garmadához hasonlóan az akkumulált homokforma szél felőli előterében gyakran megtalálható az anyag forrása, a kifúvásos mélyedés (általában szélbarázda) is (2.2. ábra). Ezt sokszor körbeveszi egy sánc (Balogh 1991), amely a lee-oldalon a bucka vándorlásának korábbi állapotait mutatja (David 1977, Wolfe és David 1997, Lemmen et al. 1998, Wolfe et al. 2000, Hugenholtz és Wolfe 2006, Hugenholtz et al. 2009). A buckának a tengelyirányú része, a csúcspont lee-oldala általában a legaktívabban formálódó rész, míg a szárai a növényzet általában teljesen megköti, és gyér vegetáció jelenik meg a csúcspont(ok) környékén is. Ezért a forma tengelyében folyik tovább a homok aktív szállítása, így tengelyirányú mélyedés alakulhat ki a bucka központi részén (2.2. a ábra).



2.2. ábra: A parabolabucka szerkezete felülnézetben (a) és keresztmetszetben (b). (David 1977 alapján módosítva)

Az eolikus fázisokban a parabolabuckák fokozatosan elszakadhatnak a szélbarázdájuktól és akár nagyobb távolságra is elvándorolhatnak. Mozgásuk közben gyakran megnyúlnak (2.3. ábra). Pye és Tsoar (2009) szerint azok a parabolabuckák tekinthetők forrásanyuktól elszakadt, valódi megnyúlt buckának, amelyeknek a szélesség/hosszúság aránya 3.0-nál nagyobb.



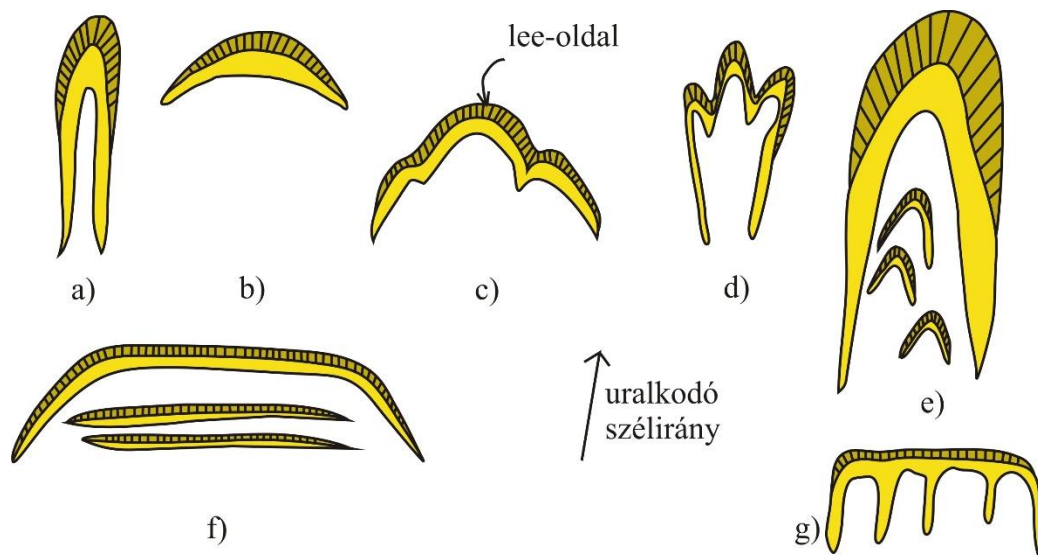
2.3. ábra: Egy parabolabucka fejlődése (Pye és Tsoar 2009 szerint, módosítva)

A parabolabuckák szélirányban történő vándorlásának sebességét leginkább a növényborítottság mértéke és a homokutánpótlás határozza meg. A sebesség általában fordítottan arányos a bucka magasságával (Balogh 1991).

A környezeti tényezők függvényében a parabolabuckák nagy morfológiai változatosságot mutatnak, ezért sokféleképpen csoportosították őket (2.4. ábra). A kanadai préri formáin az osztályozást a pozitív formák homokutánpótlása, a száraz helyzete és szimmetriája alapján végezték (Wolfe és David 1997, Lemmen et al. 1998, Wolfe et al. 2000, Hugenholtz et al. 2009). A Kelet-Európai-síkságról egyszerű és összetett parabolabuckákat és keresztdűnéket írtak le (Drenova et al. 1997, Drenova 2006). Az Ibériai-félszigetről egyszerű és torlódó (U-V alakúak, félkör alakúak, lebenyések) parabolabuckák, egyenes dűnék, garmadák, barkánok, és dóm dűnék kerültek leírásra (Rebollar és Pérez-González 2008).

Kádár (1966) a Nyírségből írt le iker parabolabuckák, amelyek úgy alakulnak ki, hogy a parabolák vándorlás során megnyúlnak, így utolérhetik egymást és egymásba illeszkedő ikerparabolákká fejlődnek, amelyek közül a külső parabola a legmagasabb.

Gyakran előforduló másodlagos szélirány hatására (Borsy 1991, Balogh 1991) vagy a buckák egymáshoz közel vándorlása miatt (Balogh 1991, Girardi és Davis 2010) aszimmetrikus szárú parabolák is kialakulhatnak, amelyek elrendeződése V-alakhoz hasonló és aerodinamikai okokkal magyarázható.



2.4. ábra: A parabolabuckák csoportosítása alak és egymáshoz viszonyított helyzet szerint. a) hajtű-szerű, b) félhold alakú, c) karéjos, d) ujj-szerű, e) ágyazott, f) hosszú falú keresztirányú hát másodlagos keresztirányú dűnékkel, (g) gereblye-szerű bucka. Az a) és a b) egyszerű buckák, a c), d), e) és g) összenőtt buckák, míg az f) összetett bucka. (David 1981 és Pye és Tsoar 2009 alapján)

A *hosszanti formák*, vagy *szármaradványok* a szélirányban megnyúlt egyenes gerincek (Kádár 1956). Hosszúságuk néhány száz méter és több kilométer között változik, szélességük csupán 50-100 méter. Verstappen (1968) szerint a parabolabuckák átalakulásából származnak (2.3. ábra), amellyel Balogh (1991) is egyet ért, azonban hozzáteszi, hogy a szélirány időnkénti változása révén is kialakulhatnak.

A *maradékgerincek* szintén szélirányban elnyúló hosszú háta, ezért morfológiailag nagyon hasonlítanak a hosszanti formákra (szármaradványokra). Ezek azonban inkább tekinthetők maradványnak, mint akkumulációs formának. Úgy alakulnak ki, hogy a korábbi geomorfológiai fázisban (pl. előző homokmozgási periódus idején vagy az aktív hordalékkúp-épülés szakaszában) megkötődött üledéket a szél megbontja, és jelentős mennyiségű anyag defláldódik, negatív formákat kialakítva. A helyben maradó, eredeti üledékképződési közeg rétegzettségét és szemcseeloszlását megőrző háta viszont visszamaradnak a tájban. Tehát anyaguk az előző geomorfológiai fázist tükrözi, míg formájukat már az új közeg/periódus alakította (Borsy 1991).

A *homokleplek* vékony, tagolatlan, néhány 50-250 cm vastag homoktakarók, amelyek kiterjedt felszíneket borítanak (Borsy 1991). Kialakulásuknak kedvez a sík terület (topográfiai akadályok hiánya) és a gyér vegetáció, amelyek a homok szállítását segítik elő szemben az akkumulációval (Pye és Tsoar 2009). Kisebb kiterjedésű megjelenési formája alakul ki széllyukak és szélbarázdák végében, ha a kifújt homokanyag nem tömörül buckába, míg deflációs laposok szegélyén lényegesen nagyobb méretűek is találhatók. A Kelet-Európai-síkságról (Drenova et al. 1997, Drenova 2006) és az Ibériai-félszigetről (Rebollar és Pérez-González 2008) kerültek leírásra nagy kiterjedésű homokleplek. A közép-lengyelországi homokleplekkel Gozdzik (2000) foglalkozott, és megállapította, hogy az eolikus formák közül a legnagyobb arányban fordulnak elő, és anyaguk távolabbról szállítódott.

A különböző buckatípusok fokozatosan egymásba alakulhatnak (2.1. ábra). Wisconsin államban például a magasabb felszínen csoportos parabolabuckák fordultak elő, amelyek az alacsonyabb térszín felé fokozatosan átalakultak keresztirányú dűnékké, majd homokleplekké (Rawling et al. 2008). Virginia államból lösszel fedett, egyenes homokformákat írtak le (Markewich et al. 2009), amelyeket a lösz a legutolsó glaciálisban fedett be. Az egyenes, hosszanti háta kialakító szelek erősebbek vagy állandóbbak

lehetek, mint a hajlott gerincű buckákat formálók (Markewich et al. 2009). Arbogast et al. (2010) a Nagy-tavak környékén létrejött különböző eolikus formák képződését kötötte szélirányváltozásokhoz és a tavak vízszint változásaihoz. Szintén az USA-ban, Kilibarda és Blockland (2011) Indiana államban osztályozta a buckákat (keresztűnek és barkán-jellegű dűnek, különböző alakú, egyszerű és többféle összenőtt parabolabucka), típusaikat pedig eltérő környezeti feltételekkel jellemezhető homokmozgási fázisokhoz kapcsolta.

2.1.2.1. A pozitív homokformák hierarchiája

A pozitív formák egymásra települését, vagyis a hierarchia kialakulását először sivatagokban írták le (Cooke et al. 1993), ahol a dűnek különböző szintjeit azonosították, amelyek változó szélirány, illetve a homokutánpótlás csökkenése vagy növekedése kapcsán keletkeztek. Így egy nagyobb formán kisebbek alakultak ki, illetve összeolvadtak a buckák.

A félig kötött homokterületeken a másodlagos szélbarázdák képződése során a már megkötődött parabolabuckák is újra mozgásba lendülhetnek. Ha azonban a bucka teljes térfogata nem mobilizálódik, csak a leginkább száraz, növényzettel legkevésbé sűrűn benőtt feji rész lendül ismét mozgásba, itt alakul ki egy újabb, egyben kisebb másodlagos szélbarázda, és csekélyebb kiterjedésű, de kiemelt helyzetben lévő újabb pozitív formában kötődhet meg a homok a korábbi parabolabuckán (Pye és Tsoar 2009). Tehát a másodlagos negatív formák képződése vezethet a hierarchia szintek kialakulásához. Ez alapvetően két esetben fordulhat elő: (1) a klíma változásával, és (2) a rendelkezésre álló homokanyag csökkenésével, amely általában tájhasználat-változás eredménye (Livingstone és Warren 1996). Ha klímaváltozás hatására történik ez az átalakulás, akkor a módosuló szélirány más fekvésű buckákat hozhat létre (Lancaster 1995). Eltérő szemcseösszetételű homok szállítható a különböző időszakok eltérő erősségű szélviszonyai mellett (Thomas 1997), és a nedvesebb időszakokban a dűnek lejtőit az areális és lineáris leöblítés is pusztítja (Thomas 1997). A két hatás váltakozása során kialakul akár másod-, harmad-, vagy többed rendű formák képződése és a felszíni leöblítés együttes hatására igen változatos felszín, akár kaotikusnak is nevezhető domborzat alakul ki (Lancaster 1995). Mivel a különböző homokmozgási periódusokban eltérő feltételek uralkodhatnak (pl. szél iránya és erőssége, homokutánpótlás mértéke, vegetáció sűrűsége), eltérő típusú buckák képződhetnek az egyes szakaszokban (Lancaster 1995). A különböző időszakokban létrejött generációk között általában jól vizsgálható határfelszín (*bounding surface*) húzódik (Kocurek 1988), amelynek segítségével jól azonosíthatók és vizsgálhatók az egyes periódusok.

A buckák hierarchiájának kutatása során egy alapformát és kettő egymásra települő formatípust írt le McKee 1979:

- 1) egyszerű buckák (*simple dunes*) az önmagukban álló alapformák;
- 2) összeolvadt vagy összenőtt buckáknak (*compound dunes*) nevezik, amikor azonos típusú formák (pl. barkánok vagy parabolabuckák) alakulnak ki egymásra települve vagy egymáshoz kapcsolódva (ld. Pye és Tsoar 2009),
- 3) összetett vagy emeletes buckák (*complex dunes*) pedig azok, amelyekben különböző típusba tartozó formák települtek más típusú buckára vagy kapcsolódtak egymáshoz (pl. csillagdűnek egy hosszanti dűnén Goudie 2013, garmadák egy maradékgerincen, Marosi 1970).

Az Ibériai-félszigeten végzett kutatások során megállapították, hogy a hierarchiát még nem mutató egyszerű buckák szélbarázdák és széllyukak kifúvott anyagából keletkeztek, ezek összeolvadásából pedig az összenőtt (*compound*) parabolabuckák jöttek létre, amelyek jelzik, hogy kialakulásukban a vegetáció fontos szerepet játszott (Rebollar

és Pérez-González 2008). Azonban az egymásra települt buckák képződését befolyásoló egyéb tényezők hatása kevésbé ismert (Thomas 1997). Feltételezik, hogy kialakulásukban a szélirány váltakozása, az eltérő vándorlási sebességhez vezető különböző buckaméretetek, a legnagyobb formák áramlás-módosító hatása és a különböző korú buckagenerációk is fontos szerepet játszanak (Lancaster 2009). Lancaster (1995) az egymásra település fő feltételének a formák közti méretbeli különbséget tartja, hiszen egy bizonyos méretet el kell érnie a buckáknak ahhoz, hogy a következő hierarchia-szint kialakulhasson rajta. Ebből arra következtetett, hogy megfelelő homokutánpótlás és elengedő idő esetén az egyszerű buckák is összenőtt vagy összetett formákká állhatnak össze. Ugyanakkor a klímaváltozás hatására csökkenő eolikus aktivitás ehhez hasonló szerkezetű, de eltérő genetikájú buckagenerációk hierarchiáját alakíthatja ki (Derickson et al. 2008).

Egy eolikus rendszer hierarchiáját más módon, a formák méretéhez, létezésük vagy átalakulásuk idejéhez (Warren és Allison 1998), szemcseösszetételéhez (Wilson 1972) vagy a méretarányhoz (Thomas 1997) kötődően is értelmezték. A méretarány időben (pár perces változásoktól a több ezer éves átalakulásokig) és földrajzi kiterjedésben (egy forma vizsgálatától egész homokvidékek vagy homoktengerek kutatásáig) is értelmezhető (Lancaster 2009).

Wilson (1972) szerint a sivatagi homokban három különböző méretű forma: (1) a fodor (1a - aerodinamikus homokfodrok, 1b - ballisztikus homokfodrok), (2) a dűne és (3) a draa különíthető el, amelyek azonban nem állnak egymással genetikai kapcsolatban. Bár gyakori az egymásra településük, tehát a fent említett hierarchia kialakulása, köztük nincs genetikai átmenet, nem vezethetők le egymásból, aminek oka, hogy szemcseösszetételük különböző. A finomabb homokból álló nagyobb formák ugyan hasonlíthatnak a durvább homokból álló kisebbekhez, mégsem alakulhatnak egymásba, mert mozgásuk és növekedési sebességük a megmozdítható homok térfogatától függ. A fodrok képződése nagyon érzékeny a szél legkisebb módosulására. A buckák viszont állandóbb formák, hiszen tartós áramlási viszonyok között alakjukat vándorlásuk ellenére is megtartják. Az egymásra települt dűnékből álló, tehát a másik hierarchia-értelmezést mutató bonyolult formák, a draa-k kialakulásához már évtizedek szükségesek (Collison és Thompson 1982). Későbbi kutatások (McKee 1979, Lancaster 1995, Thomas 1997, Lancaster 2009) azonban cáfolták ennek az osztályozásnak a helyességét, hiszen csupán a szemcseméret alapján nem lehet elkülöníteni egymástól a formákat, a draa értelmezése pedig az összetett és összenőtt buckák ismeretében problémás.

Thomas (1997) hierarchia-értelmezése a teljes eolikus sorozatra kiterjed. Négy szintet, vagyis méretarányt tartalmaz, melyek közül az I.-be a regionális jelentőségű homokterületek (pl. erg, reg, homoktengerek) tartoznak. A II. méretarányt a gyakran az I.-hez kapcsolódó nagy formák, pl. homokleplek és homoksávok alkotják. A III. méretarányhoz tartoznak a klasszikus értemben vett felszínformák, amelyek az I. és II. szintet építik fel. Itt a szerző megkülönböztetett III.a és III.b csoportot. Előbbihez az összeolvadt (compound) és az összetett (complex) buckák sorolhatók, amelyek önmagukban is hierarchiát mutatnak. Utóbbihoz (III.b) pedig az önmagukban álló egyszerű buckák tartoznak. A legkisebb, IV. méretarányú formák a korábbiak bármelyikére, de leggyakrabban a III. szintre települve fordulnak elő, és leginkább a homokfodrok tartoznak ide.

Warren és Allison (1998) a szerint alakított ki hierarchia-szinteket, hogy mennyi ideig állnak fenn az egyes formák kialakításához szükséges szélviszonyok. Ezek alapján megkülönböztetett rövid életű (*ephemeral*), meso- és megadűnéket. A rövid életű formákat a napi szélviszonyok alakítják, a mesodűnéket az éves szélirány, a megadűnéket pedig a hosszabb távú ciklusok. Az ománi sivatagban ezek alapján Utolsó Glaciális

Maximum során kialakult megadűnék csoportját, Fiatal Dryasban megkötődött megadűnéket és a holocén korú mesodűnéket feltételez.

2.1.2.2. A magyarországi buckák tipizálása

A nagy területi előfordulásuknak köszönhetően már a 20. század elején vizsgálták a félig kötött homokterületek formakincsét Magyarországon (Cholnoky 1902). Cholnoky (1902) szerint hazánkban a szélbarázda–maradékgerinc–garmada forma együttes a legjellemzőbb. Később Kádár (1966) csoportosította tovább a buckákat a homokszállítás módja és közege szerint. Borsy (1961, 1991) pontosította a szélbarázda–maradékgerinc–garmada forma együttest és leírta a parabolabuckák típusait és előfordulási helyeit is. Lóki (1981) Belső-Somogyban írt le különböző típusú szélbarázdákat és parabolabuckákat. Az újabb geomorfológiai kutatásokban Kiss et al. (2009) morfometriai jellemzőik alapján azonosított formacsoportokat a Nyírségben.

A Nyírségben Borsy (1980) leírta a hosszanti garmadákat, amelyek 80-200 méter hosszúságúak, 3-8 méter magasak, ovális alaprajzúak és gyakran buckasorokat alkotnak. Balogh (1991) ezeket a barkánok teljes kifejlődését megelőző alakzatoknak tartotta, amelyek áramvonalas alakja szerinte a gyér növénytakaró miatt alakulhatott ki.

Szintén a Nyírségben Kiss et al. (2009) csoportosították a parabolabuckákat morfometriai paramétereik és az utólagos emberi hatások mértéke alapján. A vizsgálatban egymásba alakuló formákat is leírtak. Megfigyelték, hogy a parabolabuckák szárai vizenyős területek közelében a feji rész nedvességtartalmának megnövekedése és megkötődése miatt tovább vándorolnak, így a forma a szélirányra merőlegesen kiegyenesedik és szegélybucka alakul ki.

Lóki (1981) Belső-Somogyban végzet kutatásaiban megállapította, hogy ovális alaprajzú parabolabuckák ott képződtek, ahol a növényzet kevésbé védte a felszínt, így oldalirányban is megbonthatta a szél a homokot. Ezek a formák általában 100-200 méter hosszúak, 80-120 méter szélesek és 3 méter mélyek, az északi szeleknek megfelelően a déli végükben gyakran megtalálható a kifújtt anyag apró garmadába rendezve.

Kevés magyar kutató foglalkozott a buckahierarchia leírásával és kutatásával. Kádár (1956) a szegélybuckák másodlagos szélmarásához kapcsolódóan írja le, hogy rajtuk szélbarázdák és garmadák alakultak ki. Valamint szerinte a Nyírségben parabolabuckák csúcsi régióját megbontó széllyukak vezetnek a formák kiegyenesedéséhez, hosszanti gerincek kialakulásához. Borsy (1964) ugyan nem hazánkból, hanem lengyelországi kutatásai alapján állapította meg, hogy a parabolabuckák kis vagy nagy számban társulva, lépcsős elrendeződésben, és helyenként egymáshoz illeszkedve fordulnak elő Dél-Lengyelországban. Belső-Somogyból Marosi (1970) írta le, hogy a szélbarázda–maradékgerinc–garmadaformaegyüttes egymásra települve is előfordul, amely alapján buckagenerációkat feltételezett.

2.2. A buckák anyaga és rétegzettsége

2.2.1. Eolikus homokok szemcsemérete/osztályozottságának jellemzői

Az eolikus üledékek részben mindig öröklik forrásanyaguk tulajdonságait (Lancaster 1995, Thomas 1997), ugyanakkor a homok mozgása során a szél általi szállítás jellemzői egyre inkább átírják az eredeti szemcseeloszlást. A legtöbb homokterületen a homokszállítás irányának megfelelően nő az osztályozottság és csökken a közepes szemcseméret (Lancaster 1995, Livingstone and Warren 1996). A szemcseméret egy buckán belül is változatosságot mutat. A gerinc mentén a homok jobban osztályozott, az eolikus szállításra leginkább jellemző 125-250 μm -es szemcsék a leggyakoribbak (Thomas 1997). A lee-lejtőn lavinaszerűen legördülő és lecsúszó homok – a gerincről áthalmozva – osztályozottsága lejtőirányban szintén nő (Balogh 1991). A forrásanyag eredeti összetételétől függően a forma többi része durvább homokból áll, ha durva szemű anyag állt rendelkezésre, vagy finomabb a gerinc anyagánál, ha az eolikus szállítás fő tartományánál (125-250 μm) eredetileg is finomabb üledéket dolgozott át a szél. A buckaközi területeken hátra maradt üledékek gyakran bimodális eloszlást mutatnak, mivel a munkaképes szelek kiszitálták és tovább szállították a középszemű homokot (Balogh 1991).

A szemcseösszetételi vizsgálat az egyik leggyakrabban alkalmazott módszer a homokterületek kutatása során (Bagnold 1937, Lancaster 1995, Zhu et al. 2014), melynek meghatározására számos módszert, az elemzéshez pedig többféle skálát dolgoztak ki (Sahu 1964, Wang et al. 2003, Blott és Pye 2012). A mért adatok elemzése gyakran Folk és Ward (1957) által leírt módon kiszámított középérték, medián, osztályozottság, csúcsosság és ferdeség paraméterek felhasználásával történik (Wang et al. 2003, Zhu et al. 2014), de más számítási módok és egyéb paraméterek is elterjedtek (pl. osztályozottság számítására, Marosi 1970). A kiszámított paraméterek segítségével az üledéket lerakó közeg tulajdonságaira is következtettek (Friedman 1961), valamint ezek segítségével próbálták azonosítani a lerakódási környezetet. Azonban ezek a vizsgálatok általában lokális érvényűek, és sok bizonytalanságot tartalmaztak, ráadásul az üledék szemcseösszetételét sokkal inkább befolyásolják a forrásanyag tulajdonságai, mint a szállítás módja, vagy a lerakódási környezet, ezért csupán a szemcseösszetételi vizsgálat alapján nem lehet meghatározni az üledékképződési környezetet (McLaren 1981). A szél által szállított üledékek esetében az eredeti környezet meghatározását tovább nehezíti, hogy az eolikus folyamatok során általában más üledékképző mechanizmusoktól átvett anyag kerül újra átdolgozásra, és az azok eredeti sajátosságainak a légmozgás törvényei szerinti átalakításhoz szükséges idő nem mindig áll rendelkezésre (Balogh 1991).

Ugyanakkor, bár a genetikai, azaz a homokanyag eredetének és lerakódási körülményeinek a meghatározáshoz nem alkalmasak az eolikus üledékek, mégis igen szembetűnő tulajdonságokkal rendelkeznek. A szél általi szállítás során az üledéknek csak egy jól meghatározott része, adott szemcsenagyságú frakciója kerül elszállításra majd lerakásra az adott helyen, adott időben érvényes szélsősebesség és turbulencia viszonyoknak megfelelően (Livingstone és Warren 1996). Ennek következtében a lerakódott futóhomok jól osztályozott, legömbölyített felületű, matt fényű, finom anyag, túlnyomó része 125-250 μm (Bagnold 1937, Borsy 1961, Livingstone és Warren 1996), mások szerint 125-500 μm (Balogh 1991) szemcsenagyságú. Indiában Reddy et al. (2013) különböző korú dűnehomok szemcseösszetétele között nem talált eltérést, a vizsgált formák mind finom homokból (120–250 μm) álltak. Balogh (1991) szerint azonban a homokfodrok szemcseméretének mediánja általában 300-350 μm . A szélsősebesség és a turbulencia gyakori tér- és időbeli változása miatt tehát az eltérő lerakódási helyeken és

időszakokban más-más szemcseösszetételi-tulajdonságokkal bíró homok rakódhat le. Észak-Kínában gyűjtött felszíni minták alapján Nottebaum et al. (2014) megállapította, hogy alacsonyabb tengerszint feletti magasságban durvább, magasabb területeken viszont finomabb eolikus szemcsék fordulnak elő nagyobb valószínűséggel. Általánosságban a dűnék feji részén jobban osztályozott, finomabb szemcseméretű anyag található, mint a dűnék közti területeken (Livingstone és Warren 1996), a deflációs laposokban pedig a legdurvább szemcsék maradnak vissza (Zhu et al. 2014). A visszamaradt nagyméretű szemcsék megvédhetik a feküben lévő finomabb szemcséket is, így gyakran bimodális eloszlás alakul ki a deflációs területeken (Livingstone és Warren 1996).

Egy hordalékkúp átdolgozása során kialakult buckamezőn a szemcseeloszlást a forrásanyag tulajdonságai határozzák meg. Az uralkodó szélirány ezt csupán részben módosítja (Liu et al. 2014, Zhu et al. 2014). A szállítás során a homok szemcseösszetétele egyre finomabb lesz (Livingstone és Warren 1996), az osztályozottság mértéke nő (Zhu és Yu 2014), míg a ferdeség értéke csökken. Azonban ezt az általános trendet az újabb, lokális homokforrások (pl. vízfolyás, tengerpartról befűjt homok) módosíthatják vagy teljesen át is írhatják.

2.2.2. A buckák belső szerkezete

Az eolikus szállítás során jól elkülöníthető üledékrétegek alakulnak ki, mivel a homok pulzusokban mozog. Minden lerakódási pulzusban egy külön réteg (lamina vagy lemez) akkumulálódik, melynek a vastagsága azonban csupán néhány milliméter vagy centiméter. A szemcseméreteknél (2.2.1. fejezet) leírtaknak megfelelően a szél először a szállításra alkalmas legfinomabb szemcséket viszi el, így egy lemezen belül ezek vannak legalul, majd a következő rétegit fokozatosan durvul a szemcseméret.

Egy buckán belül a laminák többféle rétegződése figyelhető meg attól függően, hogy a forma melyik részét vizsgálják, de összességében a közepes és a nagyméretű ferderétegzettség a leginkább jellemző (Balogh 1991). A bucka lee-oldalán a lecsúszó homoktömbök 30-40°-os dőlésű ferderétegeket eredményeznek (Collinson és Thompson 1982). Ezek a rétegsorozatok a dűne talpához simulnak vagy azzal hegyes szöget zárnak be, a köztük lévő határfelületek dőlése 20-28°. A ferderétegek-sorozatok közti határfelületek a bucka többi részén közel vízszintesek, vagy igen kis szögben dőlnek. A fölfelé domború ferderétegek a parabolabuckák alsó részén fordulnak elő gyakran, az árkos keresztrétegek pedig csak a forma felső részén találhatók. A bucka központi részén a ferderétegek-sorozatok kivékonyodnak, lemezeik laposabbak. A ferderétegek a szélfúvás irányában laposabbá válnak és gyakran túlhaladnak a gerincen, de hosszú távon ritkán őrződnek meg (McKee 1966). Balogh (1991) szerint ugyanakkor a parabolabuckában a felfelé domború, számos szerves anyagban dús osztófelülettel és deformációs szerkezettel megszakított ferderétegek jellemzők, amelyek iránya igen változó.

A ferderétegzettségi egységek között három különböző rangú határfelülete ismert (Brookfield 1977, Balogh 1991). Az elsőrendű felületek a különböző vándorlási időszakokat elválasztó nagy kiterjedésű, közel horizontális síkok. A nagyobb dőlésű másodrendű határfelületek az egymásra torlódó, egymáson kialakuló buckák felületei. A harmadrendű határfelületek kialakulása a szélerősség átmeneti gyengülése, enyhe irányváltása vagy egyéb tényező módosulása miatt következhet be.

Ezzel szemben Stokes (1968) csak kétféle határfelületet különböztetett meg, amelyek közül a másodrendűek keletkezését a talajvízszint-változásokhoz és az ennek hatására ismétlődő eolikus aktivitáshoz kötött. A homokmozgási periódusok szüneteiben a bevágódó vízfolyások és a tömegmozgások révén áthalmozódó, gyakran a buckaközi mélyedésekben felhalmozódó anyag tovább módosítja a rétegsorokat. A már hosszú ideje

stabilizálódott homokbuckák belső szerkezetének pontos leírását nehezíti, hogy vándorlásuk során saját korábbi lerakódásaikat dolgozták át, ezért a forma teljes szerkezete, eredeti vastagsága nem minden esetben maradt fenn (Balogh 1991). A felszín alatti növényi részek (főleg a gyökerek és rizómák) növekedése bioturbációhoz vezet, amely szintén átalakítja az üledék eredeti rétegzettségét (Thomas 1997).

A buckák belső szerkezetének ismerete elengedhetetlen a forma morfordinamikai leírásához, ugyanakkor vizsgálata sokszor nehézkes, hiszen a megfelelő nyílt feltárások ritkák, kiásott szelvény készítése pedig a konszolidálatlan homokban általában csupán 1-2 m mélységig lehetséges. Ebből következik, hogy a buckák belső szerkezetének leírására csak alkalomszerűen, egy-egy ilyen feltárás kapcsán nyílt lehetőség korábban (pl. McKee 1966, Halsey et al. 1990, Halsey és Catto 1994) amelyek ugyan részletes adatokat szolgáltatottak, de a belső szerkezet kiterjedt és teljes értelmezését nem tetté lehetővé. A technika fejlődésével azonban elérhetővé váltak a georadarral (ground penetrating radar – GPR) végzett felmérések, amelyek új távlatokat nyitottak (Schenk et al. 1993, Botha et al. 2003, Bristow et al. 1996, 2000, Clemmensen et al. 1996, Harari 1996, Neal és Roberts 2001, Havholm et al. 2003, 2004, van Dam et al. 2003, Hugenholtz et al. 2007, Girardi és Davis 2010).

A georadar egy aktív műszer, amely elektromágneses jelet bocsát ki. A felszín alatti rétegekről a jel visszaverődik, amelynek változását a műszer méri. Az elektromágneses jelben bekövetkezett változásokat az eolikus formák esetében általában a nedvességtartalom változása okozza, amely pedig a szemcseméret és a porozitás függvénye (Bristow et al. 1996, van Dam és Schlager 2000). Számos elsődleges szedimentológiai struktúrát határoztak meg eolikus homokbuckákban georadar segítségével. Az egyik első ilyen jellegű kutatást az USA-ban, Colorado-ban végezték (Schenk et al. 1993), ahol különböző frekvenciájú antennákkal (300, 500 és 900 MHz) határrétegeket, laminákat, szélmarásokat és a talajvíz szintjét sikerült kimutatni. Bristow et al. (1996) 200 MHz-es antennát használt a keresztarétegzés és a határrétegek vizsgálatára egy nagy méretű, barkánszerű buckán az Egyesült Arab Emírátsokban. Szaudi Arábiában és Ausztráliában Harari (1996) vizsgált határfelületeket, keresztarétegzést és talajvízszintet barkánokon, transzverzális és dóm dűnéken. Bristow et al. (2000) a dél-afrikai georadarral végzett kutatásai alapján megállapította, hogy a hosszanti dűnék oldalirányban is moroghatnak. A tengerparti és a szárazföld belsejében található homokterületeken is végeztek már felméréseket georadarral (Botha et al. 2003, Havholm et al. 2003, 2004, van Dam et al. 2003, Hugenholtz et al. 2007, Girardi és Davis 2010), amelyekben a parabolabuckák fő szedimentológiai rétegeit határolták le és hosszútávú morfordinamikai változásait vizsgálták.

2.3. Homokmozgási periódusok

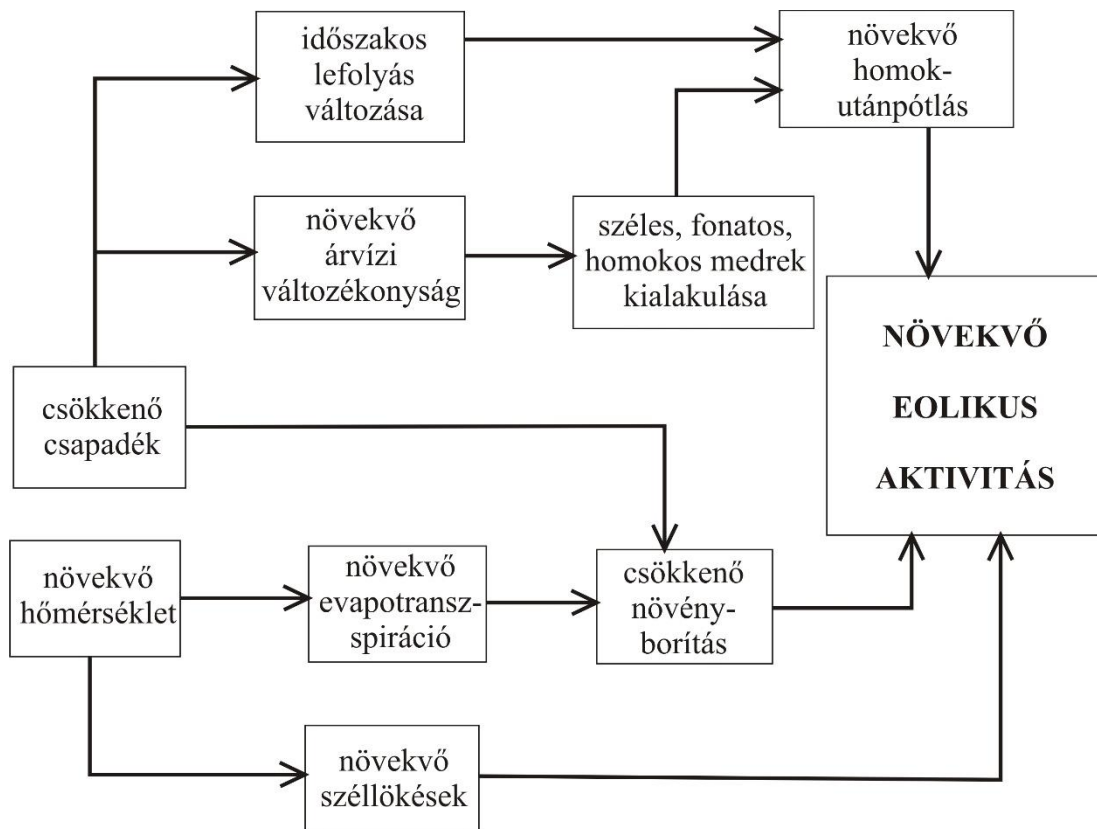
A homokbuckák morfológiai tulajdonságát leginkább a munkaképes szél iránya határozza meg, a szél sebessége, a szemcseméret és a vegetáció csak másodlagos szerepet játszik (Kocurek és Ewing 2005), a homokutánpótlás fontossága pedig sok esetben kérdéses (Lancaster 2009). A sivatagokban a szélirány függvénye, hogy milyen típusú bucka alakul ki, azonban a félszáraz területeken a vegetáció megakadályozza a szabadon mozgó formák képződését, így a másodlagos tényezők jelentősége megnő (Pye és Tsoar 2009). Ennek megfelelően, a változó klimatikus feltételek mellett a növényzet is változhat, ami lehetővé teszi, hogy egyes időszakokban megkötődjön a homok és leálljon a homokmozgás, míg más időszakokban mozgásba lendülhet a homokanyag és új formák alakulhatnak ki, vagy a meglévők módosulnak. A legtöbb eolikus homokterületen a növényzet megjelenése térben és időben is igen változó. Azonban a nem összefüggő, illetve időben is változó összetételű és méretű vegetáció sokkal nagyobb hatással van a geomorfológiai folyamatokra, mint a tagolatlan növényborítás (Thomas 1997).

A félig száraz homokterületeken a vegetáció fontos indikátora a klímaváltozásnak is (Thomas 1997, 2.5. ábra). A hűvös, nedves időszakokban kialakuló zárt növényborítás gátolja az eolikus aktivitást, ugyanakkor a meleg, száraz klímaperiódusokban felnyíló növénytakaró elősegíti a deflációt (Thomas 1997). Ahol az évi csapadék mennyiség meghaladja az 500 mm-t a nedvességtartalom mellett a csapadék eloszlása, a talajvíz szintje és az elérhető tápanyagmennyiség (főleg nitrogén és foszfor) is nagyban befolyásolja a növényborítottságot (Thomas 1997). A talajvízből táplálkozó növények, tehát elsősorban a fák és a bokrok a csapadéktól kevésbé függenek, így társulásaik hosszabb időn keresztül is fennmaradhatnak. Azonban a talajvízszint akár emberi hatásra bekövetkező csökkenésével gyorsan felszakadozhatnak, átadhatják helyüket a csapadék-utánpótláshoz erősebben kötődő füves vegetációnak, amelynek gyérülése végül a homokmozgás megindulását előkészítheti.

A homok jó vízáteresztő képessége miatt a felszíntől kb. 60 cm mélyen már mindig nedves homok található (Thomas 1997). A felette lévő száraz üledék csak csapadékos időben tartalmaz jelentősebb mennyiségű nedvességet, azonban egy-egy eső után akár már 24 órával is újra kiszáradhatnak, így az erózió jelentős mennyiségű homokot szállíthat el (Thomas 1997). Ezért a homokterületeken először megjelenő vegetációban olyan fajok találhatók, melyek alkalmazkodtak a mozgó homokszemcsék bombázó hatásához és a frissen akkumulált üledék általi részleges vagy akár teljes borítást is tűrik.

A növényborítás mértéket jelentősen befolyásolhatja egy-egy tüzesemény, amelynek hatására nemcsak az élő biomassza, de a már elhalt növényi maradványok, pl. letört ágak, avar és gyökerek is elégnak (Thomas 1997). Mivel a felszín stabilizálásában ezek igen fontos szerepet játszanak, egy-egy tűz után ugrásszerűen megnő a felszín erodálhatósága, a homok mozgása kis foltokban, vagy akár kiterjedt térszíneken is megindulhat (Thomas 1997).

A növényzet módosítja a felszín közeli széláramlást, így a szélesebbesség csökkenhet, vagy akár növekedhet is, ezzel párhuzamosan pedig a homokszállítási képesség is változik. Így egymáshoz közeli kis foltokban igen eltérő lehet az üledékszállítás, a beszívargás és a lefolyás, melynek hatására egyes mozaikok védettek a szélerózióval szemben, máshol pedig intenzív defláció jellemző (Thomas 1997, Lóki és Négyesi 2001, Négyesi et al. 2016).



2.5. ábra: A klímaváltozás hatására bekövetkező homokmozgások okainak hatás-válasz modellje (forrás: Muhs és Holliday 1995)

A sivatagi dűnék vizsgálata alapján Thomas (1997) megállapította, hogy az eolikus aktivitásnak három alapvető fajtája lehet: 1) a vándorlás (pl. barkán), 2) a megnyúlás vagy homoktovábbítás (pl. hosszanti dűne), és 3) az akkumuláció vagy homoktározás (pl. csillagdűne). Tehát a homokmozgás nem feltétlenül a homokforma teljes térfogatának mozgását jelenti, hanem a felszín más jellegű módosulásait is. A vándorlás során a parabolabuckák akár évi 13 m-t is elmozdulhatnak (Thomas 1997, Pye és Tsoar 2009). A vándorló és a megnyúló buckatípusok növekedése korlátozott, állandó homokutánpótlás és szél mellett egyensúlyi állapot alakul ki, amikor is az érkező és a továbbítódó homok mennyisége megegyezik (Livingstone és Warren 1996, Thomas 1997). Ilyenkor a forma nem gyarapszik tovább, hanem megindul a homokmozgás (vándorlás vagy megnyúlás). A környezeti feltételek változására a nagyobb méretű formák tehetetlenségükből adódóan lassabban, míg a kisebbek gyorsabban reagálnak, vagyis a különböző méretű buckák átalakulási üteme eltérő azonos nagyságú változás esetén is. Warren és Allison (1998) ezt a különbséget a „bucka emlékezetének” (dune memory) nevezte, amely akár a pleisztocénig is visszanyúlhat. Az egyes formák létezésének idejéhez köthető hierarchiai csoportosítást (lásd 2.1.2.1. fejezet) erre a megállapításra alapozták (Warren és Allison 1998). Az egymásra települt összetett és összenőtt buckák keletkezése, így a formagenerációk kialakulása is szintén erre vezethető vissza (Marosi 1970, Thomas 1997).

A növényborítottság hatása az eolikus folyamatokra három fő csoportba sorolható: (1) a növény közvetlen közelében megvédi a felszínt az eróziótól, (2) növeli a felszín érdességét, így csökkenti a szélesebséget, tehát elősegíti az akkumulációt, (3) akadályt képez a szállítódó szemcsék előtt, különös tekintettel a kisebb szemcseméretre (Thomas 1997). Azonban, ha a növényzet gyér, a fenti hatások csak foltokban jelentkeznek, így az

erózió és az akkumuláció váltakozása figyelhető meg (Thomas 1997). Ennek hatására kisebb, növényzet által borított formák alakulhatnak ki (Thomas 1997, Pye és Tsoar 2013). Az így képződő apró buckát (*plant mound*) garmadának (*hummock dune*) írják le egyes szerzők (Pye és Tsoar 2013), de félsivatagi környezetben nebkha is lehet az elnevezésük abban a speciális esetben, ha a növény maga is fontos részét képezi a formának, például, ha a forma növekedése is hozzá kötődik (Thomas 1997, Pye és Tsoar 2013). A garmada elnevezése a magyar szakirodalomban részben eltér, az apró homokkupacokat kialakulásuk módjától függetlenül is garmadának nevezik (Cholnoky 1902, Borsy 1961, Kiss et al. 2008, lásd 2.1.2. fejezet).

A vegetáció a korábban kialakult nagyobb formákon megtelepedhet, felszínüket foltokban megköti, ezért a növények körül képződő kisebb formák a hierarchia kialakulásához is hozzájárulhatnak (Thomas 1997). Valamint, ha az összegyűlt homok mozgásba lendül, egy nagyobb bucka magja is lehet az eredetileg egy növény körül megkötődött kis forma. Ezek a kis méretű homokformák úgy is kialakulhatnak, hogy a defláció során a forma környezetéből erodálódik az anyag, míg a vegetáció megóvjva a környezetében lerakódott homokot, így lokális, növényzettel borított kiemelkedés marad hátra (Thomas 1997). A buckák kialakítása mellett a magasabb rendű növények, azaz a fák és a bokrok jelentősen befolyásolhatják a homokleplek képződését is (Kocurek és Ewing 2005), valamint szabályozhatják a hosszanti buckák és a parabolabuckák fejlődését is (Thomas 1997).

Egy száraz vagy félszáraz homokterületen nincs konkrét határérték az eolikusan aktív és inaktív térségek között, hanem eltérő mértékű aktivitás figyelhető meg. A növényborítás növekedésével a homokmozgás fokozatosan csökken (Thomas 1997). A szélesebbség függvényében jelentős homokmozgás történhet ott, ahol vegetáció a terület legfeljebb 35%-át borítja (Thomas 1997), ugyanakkor más szerzők szerint (Lancaster 2009) már 14% növényborítás is elegendő a homokmozgás megfékezésére (Szatmári 2006).

A homokterületek az ember számára sok esetben igen jól hasznosíthatók, hiszen gyakran gazdag növényzet borítja a stabilizálódott buckákat (Thomas 1997). A gyenge termőképességű váztalaj ellenére mégis eredményes mezőgazdaság folytatható homokon, mert szikesedésre kevésbé hajlamos (Thomas 1997). Azonban a formákat megkötő növényzet kiirtása csupasz homokfelszínek megjelenéséhez vezet, melyeket az erózió könnyen pusztít, a homok ismét mozgásba lendül. A vegetáció elvesztése a nedvességtartalom csökkenését is jelenti, mely tovább emeli a defláció kockázatát. Elsősorban az erdők foltokban való kivágása pedig módosítja a szélviszonyokat, így szélesatorna-hatás alakulhat ki, mely nagy mennyiségű homok elszállítására képes áramlásokat eredményez. Tehát a vegetáció bolygatása bármiféle emberi beavatkozás következtében – például legeltetés, gépek vagy állatok általi taposás, mezőgazdasági művelés, területhasználat-váltás égetéssel vagy anélkül, homokbányászat – a stabilizálódott vagy meta-stabil állapotú eolikus rendszer destabilizálása, degradációja felé hat (Thomas 1997).

Ismételt eolikus aktivitásra utalnak a homokrétegek között előforduló paleotalaj-szelvények, amelyek a nedves éghajlaton, a homokmozgás szüneteiben képződhettek (Thomas 1997). Ugyanakkor az ezekre alapuló, a homoklerakódás korát csak közvetetten megadó pollenanalitikai és radiokarbon kormeghatározás (pl. Borsy et al. 1981, Borsy et al. 1991, Borsy 1991, Ujházy 2003, Buró et al. 2016) a homokvidékeken gyakran nehézségekbe ütközik a szervesanyag lebomlása miatt. Azonban az egyre szélesebb körbe elterjedő lumineszcens kormeghatározás segítségével a leíró jellegű vizsgálatok és a statisztikai alapú elemzések mellett egyre több száraz és félszáraz terület homokformáinak korát határozták meg (Kuzucuoglu et al. 1998, Wolfe et al. 2000,

Ujházy et al. 2003, Chase és Thomas 2006, Bateman és Murton 2006, Tripaldi és Forman 2007, Rawling et al. 2008, He et al. 2010, Novothny 2010, Arbogast et al. 2010, Kilibarda et al. 2011, Wolfe et al. 2011, Sebe et al. 2011, Kiss et al. 2012, Buró et al. 2016). Az így elérhetővé vált koradatok alapján a különböző buckatípusokat és az egyes hierarchiakat összekapcsolhatták az aktív eolikus periódusokkal, és ezen keresztül pedig a negyedidőszaki klímaváltozás szakaszaival és az emberi hatásokkal. A sűrűn lakott és mezőgazdasági művelés alatt álló félszáraz területeken az emberi hatások sokkal jelentősebben befolyásolják a homokformák fejlődését, mint a klíma. A legeltetés, a gabonatermesztés, az erődirtás és más vegetáció-romboló zavarások vezetnek az eolikus formák lokális felszabdálódásához, ennek hatására pedig az idősebb buckák felszíne módosul, új, kisebb formák alakulnak ki (Kuzucuoglu et al. 1998, Drenova 2006, Forman et al. 2009, Kiss et al. 2009, 2012, Moskalewicz 2012).

2.3.1. Homokmozgások Magyarországon

A jégmagfúrások és a tengeri üledékek alapján a magas szélességek eljegesedésével egy időben az alacsonyabb szélességeken száraz időszak volt jellemző, tehát a sivatagok terjeszkedtek és az eolikus aktivitás is megnövekedett (Thomas 1997). Magyarország periglaciális terület volt a pleisztocén jégkorszakok alatt (Borsy 1989, Lóki et al. 1995). A hideg és száraz klímán gyér növényzet telepedhetett csak meg, így a kis evapotranszpiráció és a jégmezőről lebukó erős szelek együttes hatására jelentős mértékű homokmozgás ment végbe a szárazon maradt hordalékkúpokon (Marosi 1970, Borsy 1991, Gábris 2003, 2.1. táblázat). Tehát a negyedidőszakban a klimatikus okok miatt bekövetkező eolikus tevékenység fő időszaka Magyarországon a pleisztocénre tehető, hiszen a holocénben a preboreális fázistól kezdve a felszín a növényzet záródása miatt fokozatosan stabilizálódott. Thomas (1997) szerint a jelenkor eolikus inaktivitása a csapadék növekedése mellett a széles időjárás csökkenésével magyarázható.

Magyarországon a Nyírségben következtek Utolsó Glaciális Maximum során lezajlott homokmozgásokra (Borsy et al. 1981). Abszolút (numerikus) kormeghatározással datált homokmozgásokat a Gödöllői-dombságból (Novothny et al. 2010) és a Nyírségből (Buró et al. 2016) írtak le a pleisztocén végéről, a Dryasokból (2.1. táblázat). A Nyírségben, Gégény környékén 2-3 m vastag homok rakódott le a Fiatalabb Dryasban (Buró et al. 2016). A fokozatosan nedvesebbé váló preboreális fázisban is fennállt még a homokmozgások lehetősége a Kárpát-medencében (Gábris 1995). A Vértes előteréből (Thamó-Bozsó et al. 2007), a Gödöllői-dombságból (Ujházy et al. 2003) és a Nyírségből több helyről is (Thamó-Bozsó et al. 2007, Kiss et al. 2008, Buró et al. 2016) datáltak ebben az időszakban lerakódott homokrétegeket.

A holocén további szakaszaiban nem kedvezett a klíma a homokmozgások megindulásának. A melegebb, nedvesebb éghajlaton a vegetáció záródott (Járainé-Komlódi 1969), így csak a lokálisan bolygatott helyeken léphetett fel defláció. Ugyanakkor a Nyírségben és a Duna-Tisza közén is abszolút (numerikus) koradatokkal igazoltak a holocén homokmozgásokat (Lóki és Schweizer 2001, Lóki 2003, Gábris 2003, Ujházy et al. 2003, Nyári és Kiss 2005ab, Félegyházi és Lóki 2006, Kiss et al. 2008, Sipos et al. 2009, Kiss et al. 2012, 2.1. táblázat). Az adatok azt mutatják, hogy a homok többször is – az atlantikus, a szubboreális és a szubatlantikus fázisban is – mozgásba lendült antropogén hatásra. A túllegeltetés, földművelés vagy erdőirtás következtében a neolitikum során, a rézkorban, a középkorban és a török hódoltság idején Kiss et al. 2012) is kialakultak új eolikus formák a Nyírségben és a Duna-Tisza közén is.

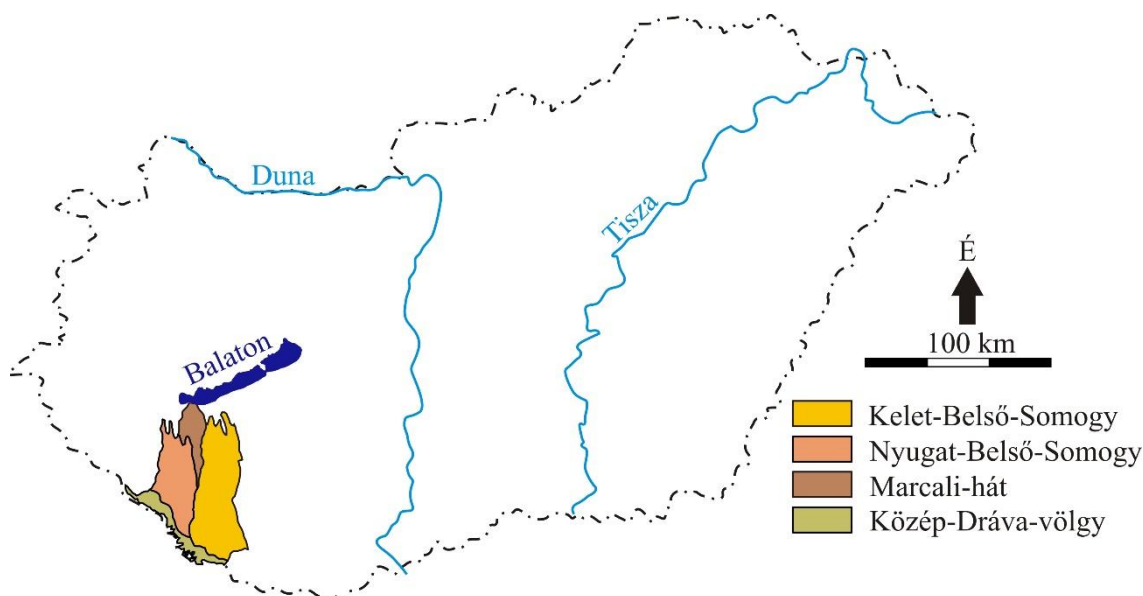
2.1. táblázat: Abszolút (numerikus) kormeghatározással megállapított homokmozgások kora Magyarországon (Buró et al. 2016 alapján)

Geokronológia (cal. év BP)	Homokmozgás kora (ka), helye
Szubatlantikus fázis	0,23±0,05 Bagamér OSL (Kiss et al. 2008) 0,43±0,14 Bagamér OSL (Kiss et al. 2008) 0,59±0,06 Kiskunhalas OSL (Nyári et al. 2007) 0,65±0,11 Csengele OSL (Nyári et al. 2007) 0,63±0,07 Kisoroszi IRSL (Ujházy et al. 2003) 1,21±0,19 Kiskunhalas OSL (Kiss et al. 2008) 1,70±0,37 Csengele és Apostag OSL (Kiss et al. 2008) 2,48±0,30 Bagamér OSL (Kiss et al. 2008) 1,54±0,16 Tura ISLR (Novothny et al. 2010)
Szubboreális fázis (BP 2900)	2,91±0,31 Kiskunhalas OSL (Kiss et al. 2008) 3,59±0,46 Csengele OSL (Kiss et al. 2008)
Atlantikus fázis (BP 5300)	5,46±0,63 Bagamér OSL (Kiss et al. 2008) 6,60±0,79 Bagamér OSL (Kiss et al. 2008) 6,8±2,2 Dunavarsány TL (Ujházy et al. 2003)
Boreális fázis (BP 8000)	
Preboreális fázis (BP 9000)	9,21±1,00 Bagamér OSL (Kiss et al. 2008) 9,27±0,8287 Vámspércs OSL (Thamó-Bozsó et al. 2007) 9,34±0,52 Kántosjánosi OSL (Buró et al. 2016) 9,6±1,1 Dunavarsány TL (Ujházy et al. 2003) 9,86±0,52 Gégény OSL (Buró et al. 2016) 9,8±1,0 Császár OSL (Thamó-Bozsó et al. 2007)
Fiatalabb Dryas (BP 10200)	11,37±0,51 Gégény OSL (Buró et al. 2016) 11,68±0,52 Baktalórántháza OSL (Buró et al. 2016) 12,33±0,64 Kántorjánosi OSL (Buró et al. 2016)
Bölling-Alleröd (BP 13000)	14,10±0,86 Baktalórántháza OSL (Buró et al. 2016)
Isősebb Dryas (BP 15000)	14,10±1,0 Tura ISRL (Novothny et al. 2010) 15,5±1,0 Tura ISRL (Novothny et al. 2010) 15,24±0,87 Baktalórántháza OSL (Buró et al. 2016) 17,60±1,0 Baktalórántháza OSL (Buró et al. 2016)

Marosi (1970) szerint mivel Belső-Somogyban a würm elején, Ruszkiczay-Rüdiger et al. (2011) szerint pedig már a negyedidőszak kezdetén befejeződött a hordalékkúp épülése, így itt már közvetlenül ezután megindulhatott az eolikus tevékenység. Azonban Belső-Somogy Magyarország egyik legcsapadékosabb táján fekszik, így itt a növényzet záródása hatékonyabban akadályozhatta a késő pleisztocén–holocén homokmozgásokat (Marosi 1970, Pécsi 1997). Ugyanakkor Marosi (1970) szerint az egymásra települt buckák arra utalnak, hogy több homokmozgási periódus létezett, s a fiatalabb homokmozgások idején csak a buckatetők anyagát bontotta meg a szél, így az idősebb formák mindig nagyobbak, mint a fiatalabbak. Tehát a homokmozgás kiterjedése egyre jobban lecsökkent, a nagy formák felszabdálódtak és buckagenerációk alakultak ki. A homokmozgás idejét Marosi (1970) és Pécsi (1997) a pleisztocénre teszi, mivel a homokban található kovárványcsíkok fagyék és fagyzsák jellegű formákat rajzolnak ki. Ebből arra következtek, hogy a felszín a pleisztocén óta stabil, eolikus tevékenység az utolsó glaciális maximum óta nem volt.

3. A kutatási terület: Belső-Somogy

Belső-Somogy (3000 km²) a Kárpát-medence legnyugatabbra fekvő futóhomok területe, amely a Balaton és a Dráva között helyezkedik el (3.1. ábra). A középtájat északról a Balaton-medence, nyugatról a Zalai-dombság, délről az államhatár és a Dráva-menti sík, keletről pedig Külső-Somogy és a Tolna-Baranyai-dombvidék (Zselic) határolja (Dövényi 2010). Két egymással összefüggő homokos kistájból, Kelet- illetve Nyugat-Belső-Somogyból, a közéjük ékszerűen benyúló löszös Marcali-hátból, és a Dráva egy szakaszát, valamint az árteret magában foglaló Közép-Dráva-völgyből áll.



3.1. ábra: Belső-Somogy elhelyezkedése (forrás: Somogyi és Marosi 1990, Dövényi 2010)

Vizsgálataimat Kelet-Belső-Somogyban végeztem, mely egy 1610 km² területű kistáj (Marosi és Somogyi 1990), amelyet a Nagyberék, a Közép-Dráva-völgy, a Fekete-víz síkja, a Marcali-hát, Észak- és Dél-Zselic, valamint Nyugat- és Dél-Külső-Somogy határolnak. Az átlagos tengerszint feletti magassága 150-170 méter, azonban a kistáj középső része a legmagasabb (hózzávetőleg 190 m), míg a Dráva és a Balaton felé a felszín 120 méterre alacsonyodik (Dövényi 2010). A táj átlagos relatív reliefe 3-20 m/4 km², ám az elsősorban deflációs térszíneken ez az érték csak 3-11 m/4 km², a buckákkal sűrűbben tagolt felszíneken 12-29 m/4 km². A legváltozatosabb formákkal rendelkező vidékeken 30-40 m/4 km², és néhány helyen, különösen a peremeken 50 m/4 km² is lehet (Dövényi 2010).

A kutatási területet bemutató fejezetben, ahol lehet, a szűkebb mintaterületre, Kelet-Belső-Somogy kistájára koncentrálok, hiszen itt végeztem vizsgálataimat, azonban az adatok gyakran csak középtáj szinten, egész Belső-Somogyra vonatkoztatva érhetők el.

3.1. Belső-Somogy fejlődéstörténete, geomorfológiai formái és azok szemcseösszetétele

A terület alapját ÉÉNy-DDK-i vetősíkok mentén összetöredezett, főleg a mezozoikum során vertikálisan elmozdult és lepusztult paleozóos variszkuszi eredetű tömbök adják (Marosi 1970), amelyeket a Pannon-beltenger majd a Pannon-tó különböző vastagságú üledékekkel fedett be (Sümeghy 1953). A pliocénben a Horvát-Szlavón Beltó

irányába tartó Duna és mellékfolyói (pl. Ős-Vág és az Ős-Nyitra) hordalékkúpokat építve feltöltötték a területet (Ádám et al. 1981). Ezt követően a területtől északabbra lévő, Keszthely-Gleichenberg között húzódó vízválasztó megemelkedésével a pliocén végén (Pécsi 1959) vagy a pleisztocén elején (Ruszkiczay-Rüdiger et al. 2011) a Duna elhagyta ezt a területet, és felvette ma is jellemző Ny-K irányú folyását a Bécsei-medence és a Duna-kanyar között (Borsy et al. 1969). Miután az Ős-Duna elhagyta a vidéket, a felszíni vizek továbbra is észak-déli völgyek mentén folytak le az egyre északabbra tevődő erózióbázisukba (Dráva-árok, Felső-Kapos-Kalocsai-árok, Balatoni-süllyedék), maguk után hagyva a területre jellemző meridionális völgyeket. A meridionális völgyeket korábban tektonikus előjelzettnek gondolták (Marosi 1970), azonban Fodor et al. (2005) sem neotektonikus gyűrődéseket, sem töréseket nem mutattak ki alattuk.

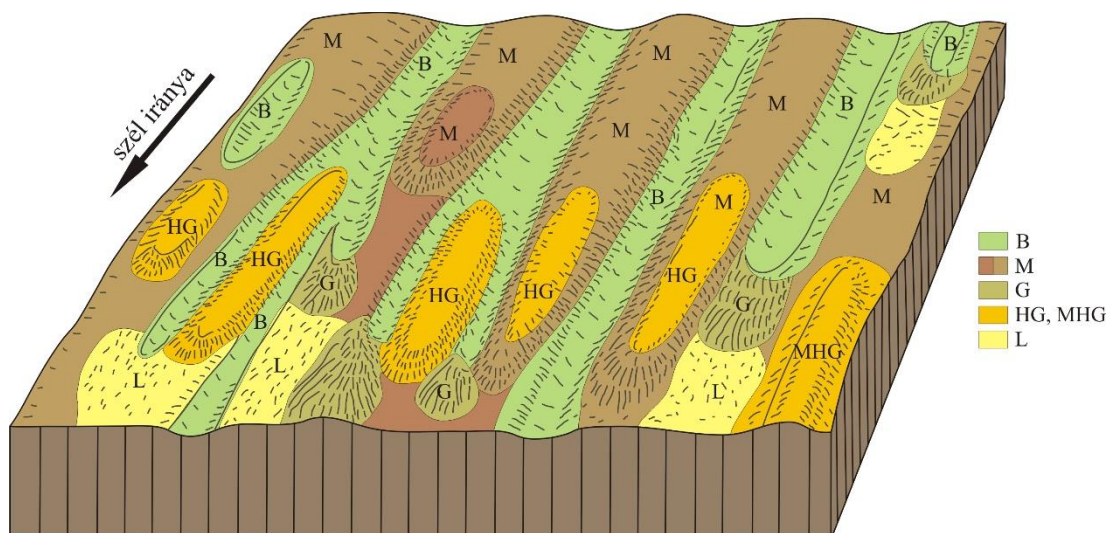
Az eolikus folyamatok a würmben váltak uralkodóvá (Marosi 1970). Az északi szelek dél felé finomodó szemcseméretű eolikus homokká alakították a fluviális üledékeket (Lóki 1981), a futóhomokrétteg vastagsága 5-12 méter. Elsősorban a buckákban megtalálható periglaciális jelenségekre (pl. fagyékek) alapozva, közvetett becslések a würm kezdetétől, a felső pleniglaciálisig számoltak nagy kiterjedésű homokmozgással (Pécsi 1962, Marosi 1970, Lóki 1981), azonban pontos kormérés nem történt. Később, a holocén során a felszíni leöblítés és a völgyképződés került előtérbe, elterjedtek a vízmosások és az eróziós völgyek (Marosi 1970). Sebe et al. (2010) viszont a szél szerepét hangsúlyozták és kiterjedt jardang-rendszerként írták le a formakincset, de a homokbuckák keletkezését és holocén kori átalakulását nem vizsgálták, a homokmozgások korát nem adták meg.

A terület eolikus formakincséről a 20. század elején Cholnoky (é.n.) írt először, aki a teljes kistájat egy szélbarázda – garmada együttesnek vélte, és a meridionális völgyeket tektonikusan előre jelezett szélbarázdának írta le. Ugyanakkor Bulla (1943) szerint Cholnoky erősen túlbecsülte a szél eróziós tevékenységét. Bulla (1943) már felismerte Belső-Somogy hordalékkúp jellegét és komplex eredetű formákról írt. Később Marosi (1960, 1967, 1970) térképezte fel részletesen a szélbaráz – maradékgerinc – garmada formacsoportot és megállapította, hogy a formák egymásra települve is előfordulnak (3.2. ábra), melyből arra következtetett, hogy a táj hosszú eolikus fejlődés eredményeként jöhetett létre. Szerinte (Marosi 1970) ma a felszínen leggyakrabban megtalálható forma a szélbarázda és a garmada, melyeknek változatai a mindkét végén nyitott szélbarázda és a széllyuk, illetve a hosszanti garmada, a homoklepel és az embrionális garmada. A széllyukat és a homoklepel új, sajátos formaként írta le. A lepelhomok hosszabb időn keresztül képződhetett a hosszabb eolikus fejlődés miatt, azonban Marosi szerint ezek a formák csak a formagenerációk teremtette reliefenergiát módosították csupán, tehát befedték a korábbi formákat és elsősorban a szélbarázdákat töltötték ki. Akár több fázisban is lerakódhattak, így vastagságuk 10 méter is lehet. Cholnoky (é.n.) által leírt homokdolinákat Marosi (1970) széllyukaknak tartotta, melyeket igen elterjedt formákként írt le. Kialakulásuk okát abban látta, hogy a csapadékos homokterületen a holocén második felében a szélbarázda-képződést a növényzet gátolta, csak egy-egy foltban fújódhatott ki a homok, így a szélbarázdának csupán egy embrionális formája alakult ki. Ezekben a mélyedésekben gyakran tavak gyűltek össze. A szélbarázdákban is gyakran találhatók tavak, azonban a két tótípus között fontos különbségeket írt le. Míg a széllyukaknak gyakorlatilag nincs vízgyűjtőjük, a szélbarázdák olykor jelentős területről gyűjtik össze a vizet, így állandóbb formáknak tekinthetők (Marosi 1970).

A pozitív formákkal kapcsolatban Marosi (1970) leírta, hogy szabadon mozgó formák nem találhatók a tájban, sőt a félig kötött homokterület legjellemzőbb formái, a parabolák is hiányoznak. Véleménye szerint ennek oka, hogy a formák rövid életűek

voltak és vándorlásuk során a szélirányra merőlegesen kiegyenesedtek vagy a holocén második felében szélbarázdák, széllyukak mélyültek beléjük (3.2. ábra). Továbbá az akkumulációs zónák nagy reliefű felszíne akadályt jelentett a parabolák képződésében, ezért ezeket a zónákat Marosi (1970) szélbarázda – maradékgerinc – garmada komplexumnak írta le.

Marosi (1970) a pleisztocén második felében és a holocén során keletkezett homokformák több generációját is megemlíttette, melyek több homokmozgási fázist jelölnek, de egymástól nem különítette el őket. Leírta, hogy horizontálisan és vertikálisan is egymásra települtek, és fosszilis talajzónák jelölik a homokmozgási fázisok között a határt. Megfigyelte, hogy az 1-2 km hosszúságú formákra néhány száz méter hosszúak települtek (3.2. ábra), tehát az idősebb formák nagyobb méretűek. A generációk térbeli elhelyezkedését, egymáshoz való viszonyát és morfológiáját azonban nem vizsgálta. A formák korára is csak köztett becslések alapján következtetett. Véleménye szerint azok a buckák, amelyekben periglaciális jelenségek nyomai figyelhetők meg, pleisztocén korúak. Az utolsó homokmozgási szakasznak a holocén mogyoró fázisát tüntette fel, amikor deflációval dél felé, fluviális erózióval pedig észak felé szállítódott a finomabb homokanyag.



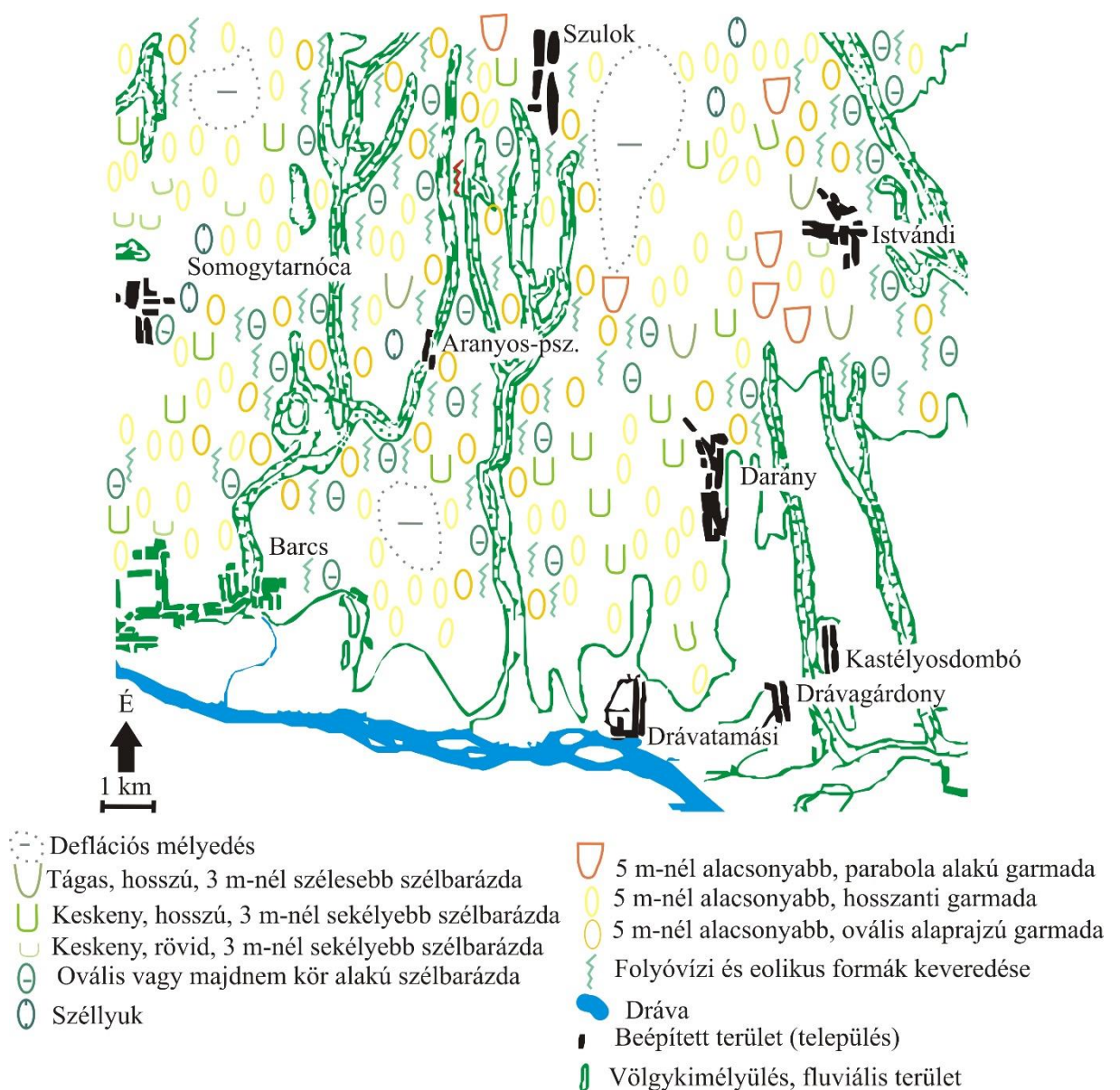
3.2. ábra: Futóhomokformák elrendeződése Belső-Somogyban. B = szélbarázda, M = maradékgerinc, G = garmada, HG = hosszanti garmadabucka, MHG = maradékgerincre települt hosszanti garmada, L = homoklepel (forrás: Marosi 1970)

Marosi (1970) elmélete szerint a többi magyarországi futóhomok-területhez képest Belső-Somogyban távolabbra szállíthatott a homok, mivel az egész würm folyamán a száraz időszakokban a szél formálta a felszínt. A riss befejező szakaszában a hordalékkúp finomszemű homokból épült fel, ezért a szemcsék könnyen elszállíthatóak, hosszabb utat tehettek meg, így igen koptatottá válhattak. A magas koptatottsági fokhoz az is hozzájárult, hogy a hordalékkúp anyaga is koptatottabb volt.

Más futóhomok területekhez képest Belső-Somogyban csapadékosabb az éghajlat (Somogyi és Marosi 1990), ezért gazdagabb növényzet alakulhatott ki, ez pedig korlátozta a holocénkori homokmozgást (csak kis kiterjedésű területek élénk domborzatúak, ott, ahol napjainkban vékony a talajtakaró, és telepített erdők vagy gyér füves növényzet található (pl: Nagybjom, Somogyszob, Inke, Kadarkút, Görgeteg, Homokszentgyörgy és déli részek elszórtan). Mindezek csupán részben magyarázzák a viszonylag kis reliefenergiát is, amelynek másik oka a homokformák képződése óta eltelt hosszú idő, amely során a pozitív és negatív formák közötti magasságkülönbségek

csökkentek. A holocénben keletkezett formák kisebbek, a pleisztocén formák nagyobbak, mely utal arra, hogy a periglaciális éghajlaton jelentősebb volt a homokmozgás, bár fűtakaró ekkor is boríthatta a tájat, így nem a szabadon mozgó homok volt a jellemző (Borsy 1991). Ezzel szemben lehetséges az is, hogy a würm korábbi fázisaiban alakultak ki kötetlen homokformák, melyeket később átdolgozott a szél, így a ma fagyjelenségekkel tarkított formák másodlagos buckák (Marosi 1970). Később, a holocénben a szél, a víz és az areális leöblítés együttesen alakították a formákat.

Lóki (1981) készítette el az egész kistájat lefedő 1:100 000 méretarányú geomorfológiai térképet (3.3. ábra), és új formákat is leírt. A negatív formák közül feltűntette a szélbarázdákat, mint a szélbarázda – maradékgerinc – garmada formaegyüttes tagjait, valamint deflációs mélyedéseket és deflációs eredetű nagyobb lapos felszíneket. A szélbarázdáknak több típusát különböztette meg. Leggyakoribb formaként az egymással gyakran párhuzamosan futó, szélirányában hosszán elnyúló



3.3. ábra: Belső-Somogy geomorfológiai térképe (forrás: Lóki 1981)

szélbarázdákat azonosította. Míg ezen formák hossza változatos (100-500 m), addig mélységük 2-3 méter, de néhány helyen (pl. Nagybajomtól délre) csak 1-2 méter. Több helyen mélyebb foltok találhatók bennük, melyek elérhetik a talajvízszintet, így bennük akár tavak is keletkezhetnek. A tavak sokszor azért is megtudnak maradni ezekben a formákban, mert az iszap- és agyagfrakció összegyűlik a mélyedések alján és meggátolja a víz elszívargást. Lóki (1981) megfigyelte azt is, hogy a mélyebb szélbarázdák gyakran folyóvízi hordalékba mélyülnek. Ovális alaprajzú szélbarázdák ott képződtek, ahol a növényzet kevésbé védte a felszínt, így oldalirányban is megbonthatta a szél a homokot. Ezek a formák általában 100-200 méter hosszúak, 80-120 méter szélesek és 3 méter mélyek, déli végükben gyakran megtalálható a kifújta anyag apró garmadába rendezve. A kör vagy majdnem kör alakú szélbarázdák gyakran gyöngyszerű sorokban helyezkednek el és kialakulásukban a felszínhez közeli talajvízszint játszott szerepet. A kötöttebb homokot csak egy-egy foltban fújta ki a szél, így ezek a formák kisebb átmérőjűek (50-80 m). Széllyuknak csak a legkisebb, néhány méter átmérőjű formákat nevezte. A mindkét végén nyitott szélbarázda anyagát homoklepelként írta le, melyet szétterített a szél. A formák hossza 200 méter körüli, mélységük maximum 3 méter.

A szélbarázdákhoz szorosan kapcsolódó formaként írja le Lóki (1981) a maradékgerinceket, amelyeket aszerint osztályozta, hogy a szél által egyszer már átmozgatott anyagból állnak vagy részben fluviális hordalékból. Az akkumulációs formáknál a garmadáknak is két fő csoportját különítette el, a hosszanti és a parabolaalakú garmadákat. Előbbiek ellipszis alaprajzúak, a szélbarázdák folytatásában találhatók, 80-300 méter hosszúak, csupán 80-100 méter szélesek, magasságuk általában 2,4-4 méter, de 5 méternél magasabbak is előfordulnak. Lóki (1981) szerint a többi magyarországi futóhomokterülettől eltérően ezekre a formákra az jellemző, hogy oldalirányban összeérnek, 3-4 formából álló garmadasorokba rendeződtek vagy garmadamezőkbe tömörültek. A parabolaalakú garmadák a szélbarázda peremét ölelik körül szélirányban és magasságuk maximum 5 m.

A Lóki (1981) általa használt méretarány (1:100 000) segítségével ugyan a korábbiánál pontosabban azonosíthatta a formatípusokat, azonban a buckák és mélyedések morfometriáját és a Marosi (1970) által leírt generációk elemzését ez a lépték nem tette lehetővé.

A Belső-Somogyban végzett korábbi szemcseösszetételi vizsgálatok során megvizsgálták a fekvő folyóvízi üledékeket és az eolikus homokokat is. Marosi (1970) a faunaleletek, kereszt-rétegzettség és a szemcsék felületi sajátosságai alapján különítette el a fluviális és az eolikus homokot. A fluviális eredetű üledékekről megállapította, hogy Kelet-Belső-Somogyban a folyóvízi homok keletről nyugat felé, valamint észak-déli irányban (meridionális völgyek mentén, a hordalékkúp épülés törvényeinek megfelelően) is finomodik. Mérései szerint az északi részen az 1400 μm -nél nagyobb frakció aránya akár 11%-ot is kitett, míg a déli részen aránya maximum 2% volt, valamint a szemcseösszetételi görbe maximuma dél felé fokozatosan áttolódott a finomabb szemcseméretű frakció irányába (320-630 μm -ról 60-100 μm -re). Hasonló eredményekre jutott Lóki (1981) is, aki elektronmikroszkópos vizsgálatok alapján különítette el a folyóvízi és a szél szállította homokos üledékeket. Megállapította, hogy a táj északi részén a fluviális üledék rendkívül durvaszemű, hiszen a minták 50-60%-át a közepes- és durvaszemű (>300-200 μm) homokfrakció tette ki és 3000 μm -nél nagyobb szemcsék is gyakran előfordulnak benne. A mintákban az apró- és finomszemű homokfrakció (200-50 μm) aránya dél felé haladva nőtt meg, így Kelet-Belső-Somogy déli részén fokozatosan elérte a 80%-ot is. A leggyakoribb átmérő a 320-100 μm , azon belül pedig a 200-100 μm volt.

A dél felé történő finomodás megfigyelhető az eolikus homokok szemcseösszetételében is, mivel a szél tovább osztályozta a szemcséket, így a hordalékkúp anyagának finomodása a futóhomokban még jobban kihangsúlyozódott (Marosi 1970). Az északi területeken a fekvő folyóvízi anyagához képest az eolikus üledékekben a finom homok frakció (60-100 μm) aránya lecsökkent, mivel valószínűleg a szél délre továbbította. A déli területeken a 60 μm -nél finomabb frakció a lösz alapanyaga lett, az uralkodó szemcseátmérő (100-200 μm) változatlan maradt, sőt aránya megnőtt (kb. 30%-ról kb. 50 %-ra, Marosi 1970). Kelet-Belső-Somogyban a buckákban a finomszemű homok aránya magasabb, mint a középszeműé (Lóki 1981).

Marosi (1970) a szemcseösszetételi vizsgálatok során, a következtetéseit területi átlagokból vonta le, az eolikus formák anyaga közötti eltéréseket viszont nem vizsgálta. Lóki (1981) sem vizsgálta az egyes buckák közötti eltéréseket, de említett a Marcali-hát folytatásában löszös homokkal borított formákat, melyekben a löszfrakció (20-50 μm) 15-25 %, mely szerint arra utal, hogy a futóhomok-képződés egy ideig szünetelt.

3.2. A paleokörnyezet bemutatása

A pleisztocén eljegesedések idején Belső-Somogyban periglaciális klíma uralkodott hideg-tűrő fajokkal (Járainé-Komlódi 1969, Sümegi és Krolopp 1995, Juhász 2004). A würm végén és a holocén elején a nedvesebbé váló klímán az erdeifenyő és a nyírfa hódított teret (fenyő-nyír fázis, Járainé-Komlódi 1969) és zárt társulást alkotva megkötötte a homokot (Lóki 1981, Sümegi et al. 2008). A mogyoró fázisba történő átmenetet az elegyfajok megjelenése jelezte (pl. szil, hárs, tölgy és mogyoró), illetve a melegebb és szárazabb éghajlat (Szöör et al. 1989) miatt száraz fás, néhol füves sztyepp vegetáció telepedett meg (Járainé-Komlódi 2000). A homokmozgás lehetősége nagyobb volt ekkor a csökkenő csapadékmennyiség miatt. Ám futóhomok-képződés és az eolikus formák kialakulása csak a magasabb, száraz területeken lehetett jellemző (Lóki 1981). A tölgy fázis ismét egy nedves, de meleg időszak volt, ezért Belső-Somogyot ekkor homoki tölgyes borította, tehát a zárt vegetáció miatt homokmozgás nem lehetett jellemző (Járainé-Komlódi 2000, Gábris 2003, Sümegi et al. 2008). A következő, bükk I. fázisban hűvös és csapadékos éghajlat volt, zárt, főként bükk erdők terjedtek el, melyek nem tették lehetővé a klimatikus okokból meginduló homokmozgást (Lóki 1981, Járainé-Komlódi 2000). Ezután a kontinentális klímaelemek erősödtek fel és szárazabbá és melegebbé vált a terület (bükk II., Járainé-Komlódi 2000). A gyertyános tölgyesek, pusztai tölgyesek hódítottak teret, de az antropogén hatások is egyre jelentősebbé váltak a táj további fejlődésében (Gábris 2003, Medzihradszky 2004, Zatykó et al. 2007).

Régészeti adatok alapján tudjuk, hogy a terület régóta lakott, rézkortól kezdve kimutathatók az emberi hatások nyomai (Zatykó et al. 2007). Vaskortól kezdve a vadászat és a halászat mellett elterjedté vált az irtásos-kapás földművelés, majd az állattartás (kecske és juh) is. Ezek alapján a táj átalakítása már a kora holocénben megkezdődhetett, majd újabb népcsoportok és kultúrák érkezésével egyre fokozódott. Az ősz- és ókor során laktak itt réz-, bronz- és vaskori emberek is, a Római Birodalom idején kis falvak sűrű hálózata szötte át a területet, majd a magyarok érkezése előtt hunok, kelták, szlávok népesítették be (Zatykó et al. 2007). Az Árpád-kortól a török időkig egyre intenzívebbé váló mezőgazdasági hasznosítás volt jellemző. A török időkben valamelyest elnéptelenedett, majd a fokozatos visszatelepedést követően folyamatosan lakottá vált a kistáj és egyre erőteljesebben jelentkezik a táj átalakítása (Zatykó et al. 2007).

3.3. A táj jelenlegi éghajlata, vízrajza, talajai, növényzete

A kistáj éghajlata mérsékelt kontinentális, meleg, nedves, azonban dél felől a mediterrán jelleg, nyugatról pedig az Alpok klímamódosító hatása is érzékelhető. Észak-nyugatról délkelet felé haladva csökken az atlantikus, délnyugatról északkelet felé a mediterrán hatás, míg kelet felé egyre erősödik a kontinentális jelleg (Ádám et al. 1981). Az évi középhőmérséklet sokévi átlaga 10-11°C ($T_{Jan} = -1^{\circ}C$, $T_{Jul} = 20-21^{\circ}C$, Dövényi 2010). A napsugárzás maximuma júliusban, minimuma decemberben van, de a napsütés évi összege körülbelül 100 órával kevesebb, mint a dél-alföldi területeken (Marosi és Somogyi 1990). Az évi csapadék 680-760 mm, ami 150-200 mm-rel több, mint az Alföldön. A nyár eleji csapadékmaximum mellett gyakran kimutatható egy mediterrán hatásra megjelenő, kisebb őszi másodmaximum is. Az uralkodó szélirány az északi, de gyakoriak a délnyugati szelek is. A jellemző szélsébség 2,5-3,5 m/s, ami a jelenlegi viszonyok között nem elég a homokmozgás megindításához (Marosi és Somogyi 1990).

Kelet-Belső-Somogy vízrajzát meghatározza a Drávába ömlő Lábodi- és Szabási-Rinya, a Komlósi- és a Zimona-patak, valamint a Balaton vízgyűjtőjéhez tartozó Koroknai-vízfolyás és a Nyugati-övcatorna. A vízfolyások erősen szabályozottak, gyakran kiegyenesített mederben folynak. Az emberi tevékenység az állóvizeket is részben átalakította. A lefolyástalan, kevés vizet összegyűjtő széllyukakat a mezőgazdasági művelés során próbálták lecsapolni, feltölteni, elegyengetni. Az olykor jelentős vízgyűjtővel rendelkező szélbarázdákban összegyűlt tavakat pedig gyakran bevonták a tógazdálkodásba, elsősorban halastavakká alakításukkal (Somogyi és Marosi 1990).

A táj nagy részén (81%, Dövényi 2010) agyagbemosódásos barna erdőtalaj alakult ki, a löszös üledékeken pedig barnaföld. A homokos talajokat gyakran kovárványcsúcsok tagolják. Kis foltokban öntéstalajok (7%) és réti talajok (2%) is előfordulnak.

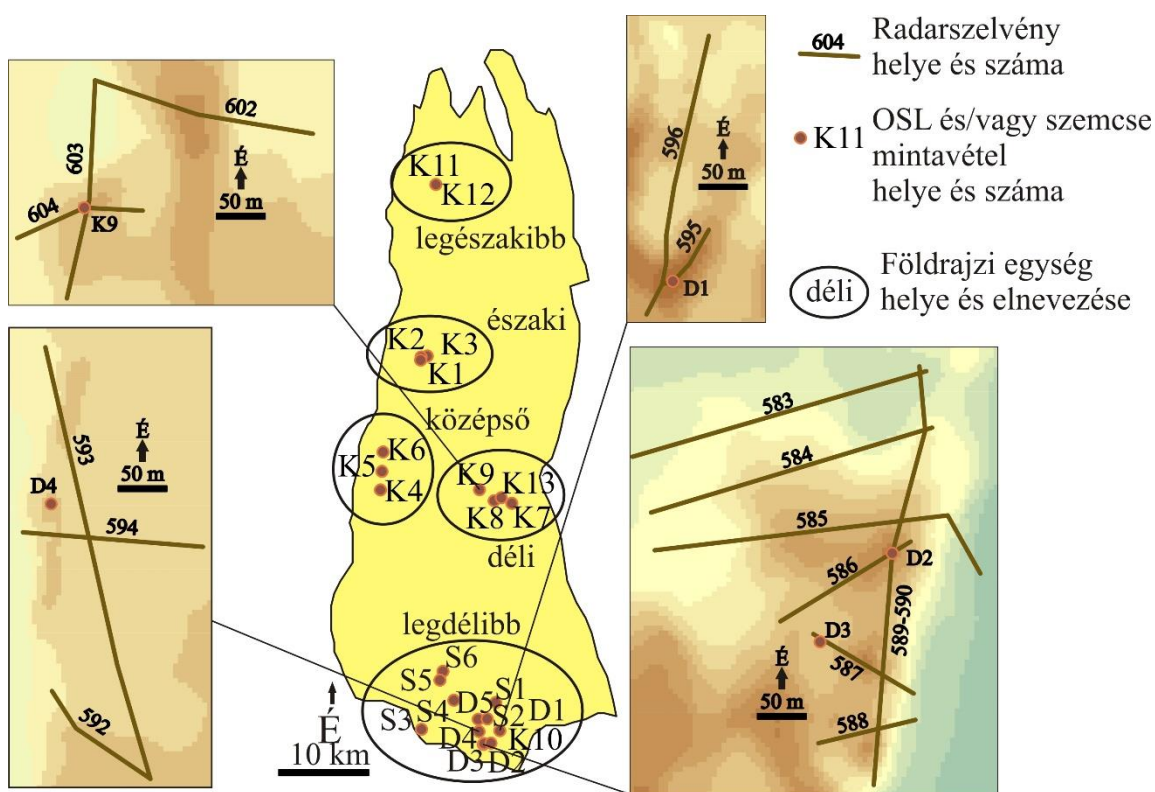
Belső-Somogy a Pannóniai flóratartomány dél-dunántúli flóraidékéhez tartozik, a *Somogyicum* flórajárást alkotja. A kistáj legjellemzőbb természetes társulásai a gyertyános-tölgyesek és a cseres-tölgyesek, amelyek az erős szubmediterrán hatás miatt illír fajokban bővelkednek (Iványi és Lehmann 2002). A legelők és a rétek aránya közel 6% (Dövényi 2010), foltokban előfordulnak homoki gyepek, a nedvesebb mélyedésekben pedig mocsári-lápi vegetáció telepedett meg nádasokkal, zombékosokkal és körülöttük égerlápokkal, amelyben jégkorszaki reliktfajok is megtalálhatók (Iványi és Lehmann 2002). Az antropogén tájtalakítás hatására a természetes vegetáció típusok csupán az eredeti terület 0,5-15 %-án találhatók meg. Bár a kistáj 41%-át erdő borítja, egyre gyakoribbak az akácosok, telepített erdei fenyvesek és más homogén kultúrerdők, valamint jellemző a felhagyott szántókon az özönfajok elterjedése (pl. bálványfa, selyemkóró, kései meggy, Dövényi 2010).

3.4. Mintaterület és mintavételi helyek

Belső-Somogy felszínfejlődésének megismeréséhez Kelet-Belső-Somogyot választottam mintaterületnek (3.4. ábra). A kistáj észak-dél irányban mintegy 80 km hosszan húzódik, míg kelet-nyugati szélessége csupán 16-20 km (Dövényi 2010). Tehát az észak-dél irányban elnyúlt formája lehetővé teszi, hogy az eolikus szállítás irányát követve vizsgáljam az északi szél által kialakított buckák és mélyedések kialakulását, a formák térbeliségét. A kutatás során Kelet-Belső-Somogy egész területén feltérképeztem az eolikus formákat. A kistáj határán átnyúló formákat teljes területükkel bevontam a vizsgálatba. A terület délkeleti szegletében, a Fekete-víz síkjához közel, valamint délen,

a Közép-Dráva-völgy közvetlen szomszédságában található fluviális formák nem a dolgozat tárgyát képező eolikus formakincs részei, ezért ezeket az elemzésből kihagytam.

A homokmozgási periódusok korának OSL mérésekkel történő meghatározásához és az egyes eolikus fázisokban áthalmozott homokanyag vizsgálatához összesen 24 fúrást mélyítettünk, valamint a formák belső szerkezetének elemzéséhez 15 radarszelvényt készítettünk (3.4. ábra). A mintavételi pontok kijelölésénél előzetes térképi vizsgálatokra, a geomorfológiai térképezés eredményeire és irodalmi adatokra támaszkodtam, amelyek alapján öt jól elkülöníthető morfológiai egységből gyűjtöttünk mintákat. Ez az öt egység észak-déli irányban lefedi Kelet-Belső-Somogyot, így az északi szelek munkája által kialakított formakincs dinamikája vizsgálható. A déli részen gyakoribb mintavételi sűrűséggel dolgoztam, mivel itt halmozódott fel a legtöbb anyag a délre tartó vándorlás során.



3.4. ábra: A vizsgálati terület elhelyezkedése, a mintavételi pontok és a georadar-szelvények helye

A legészakibb egység Gyótapusztá és Hosszúvíz települések között, a Boronka-melléki Tájvédelmi körzetben, 125-131 méterrel a tengerszint felett fekszik a Nagyberék közelében (3.4. ábra). A parabolabuckák közötti mélyedéseket gyakran patakok kötik össze. Itt két helyen mélyítettünk fúrást (K11 és K12), amelyek alapján a Gyóta-patak két partján található buckák szemcseösszetételét vizsgáltam annak megállapítására, hogy vajon a vízfolyás harántolta-e ketté a formát. Így a bucka kora megadhatja az azt az időszakot, amely után elkezdett kialakulni a felszíni vízhálózat, ami a homokmozgások befejeztét jelenthette.

Az északi egység Kutastól északra (K1, K2, K3, 3.4. ábra), 154-169 méteres tengerszint feletti magasságban található. Élénk domborzat jellemzi és rajta csoportosan fordulnak elő parabolabuckák. Három egymáshoz kapcsolódó formából vettem mintát ebből a körzetből.

3.1. táblázat: A mintavételi helyek adatai

Mintavételi hely azonosító	Földrajzi egység	Fúrás mélysége (szemcse-összetétel céljára, cm)	GPR szelvény terepi kódja	GPR szelvény hossza (m)	OSL minta kódja	OSL minta mélysége (cm)
D1	legdélibb	20-280	595, 596	86; 305	OSZ264	105
					OSZ265	205
					OSZ266	275
D2	legdélibb	20-280	585, 586, 589-590	340; 193; 381; 90	OSZ267	105
					OSZ268	205
					OSZ269	275
D3	legdélibb	20-210	587, 583, 584, 587, 588	125; 304; 288; 125; 111	OSZ270	105
					OSZ271	205
D4	legdélibb	200-210	592, 593, 594	134; 445; 182	OSZ272	205
D5	legdélibb	60-210	-	-	OSZ273	185
S1	legdélibb	-	-	-	OSZ570	195
S2	legdélibb	-	-	-	OSZ571	155
S3	legdélibb	-	-	-	OSZ572	155
S4	legdélibb	-	-	-	OSZ573	195
S5	legdélibb	-	-	-	OSZ574	195
S6	legdélibb	-	-	-	OSZ575	195
K1	északi	0-120	-	-	-	-
K2	északi	0-270	-	-	OSZ855	255
K3	északi	0-160	-	-	-	-
K4	középső	0-210	-	-	-	-
K5	középső	0-250	-	-	OSZ856	95
			-	-	OSZ857	175
K6	középső	0-250	-	-	OSZ858	235
K7	déli	0-220	-	-	OSZ859	205
K8	déli	0-220	-	-	-	-
K9	déli	0-120	602, 603, 604	228; 224; 128	-	-
K10	legdélibb	0-300	-	-	-	-
K11	leg-északibb	0-220	-	-	-	-
K12	leg-északibb	0-220	-	-	-	-
K13	déli	0-220	-	-	OSZ860	205

A középső egység (K4, K5, K6, 3.4. ábra) a kistáj központi részén, a Marcali-háthoz közel, a keleti részen helyezkedik el, Nagyatádtól keletre. A tengerszint feletti magassága alacsonyabb (135-153 m), mint a tőle északra elhelyezkedő területé. Formakincsére az észak-déli irányú, meridionális hosszanti hátak a jellemzők. Ezek

lehetnek maradékgerincek vagy parabolák hosszú szárai, amelyeknek a feje a dél felé vándorlás során „elfogyott”. Az elnyúlt formák kialakulásának tisztázására egy formából vettünk mintát három helyen, mind kormeghatározás, mind pedig szemcseméret-elemzés céljából.

A déli egység (K7, K8, K9, K13, 3.4. ábra) egy kisebb buckakomplexum Mikétől délkeletre, amely nagyobb tengerszint feletti magasságban (156-190 m), a Zselichez közel, kiemelt helyzetben található a kistáj központi részén, a keleti oldalon, a mai vízválasztó közelében. Íves formák jellemzők ezen a mintaterületi egységen. Itt négy fúrásból vizsgáltam a homok mechanikai összetételét, két minta OSL korát mértük meg és három georadar szelvény készült a buckák belső szerkezetéről (3.4. ábra). A mérések segítségével megadható, hogy az egyes homokmozgási fázisokban milyen összetételű homok, mekkora kiterjedésben mozgott, amely alapján a buckagenerációk kialakulása elemezhető.

A legdélibb egység (D1-5, S1-6, 3.4. ábra) Darány és Barcs között található. Domborzata igen élénk annak ellenére, hogy a tengerszint feletti magassága csupán 110-136 méter között változik. Az északi szelek uralta mintaterületen ez a körzet a szélirányban lefelé, legdélebben található, tehát az kistáj északabbra lévő területeiről kifűjt anyag itt halmozódhatott fel, kialakítva a táj legösszetettebb formacsoportját. Cholnoky (é.n.) szerint itt egy garmadarendszer alakult ki, míg Marosi (1970) buckagenerációkat említett, Lóki (1981) pedig komplex eredetű formákról írt. Az egymásra települt formagenerációk elkülönítésére, a komplex eredet vizsgálatára 11 fúrás agyagának szemcseösszetételét mértem meg, a formák korának megadására pedig a fúrásokból 16 db OSL mintát is gyűjtöttünk (3.1. táblázat). Az akkumulálódott homok belső szerkezetének feltérképezésére négy helyen georadaros méréseket is végeztünk.

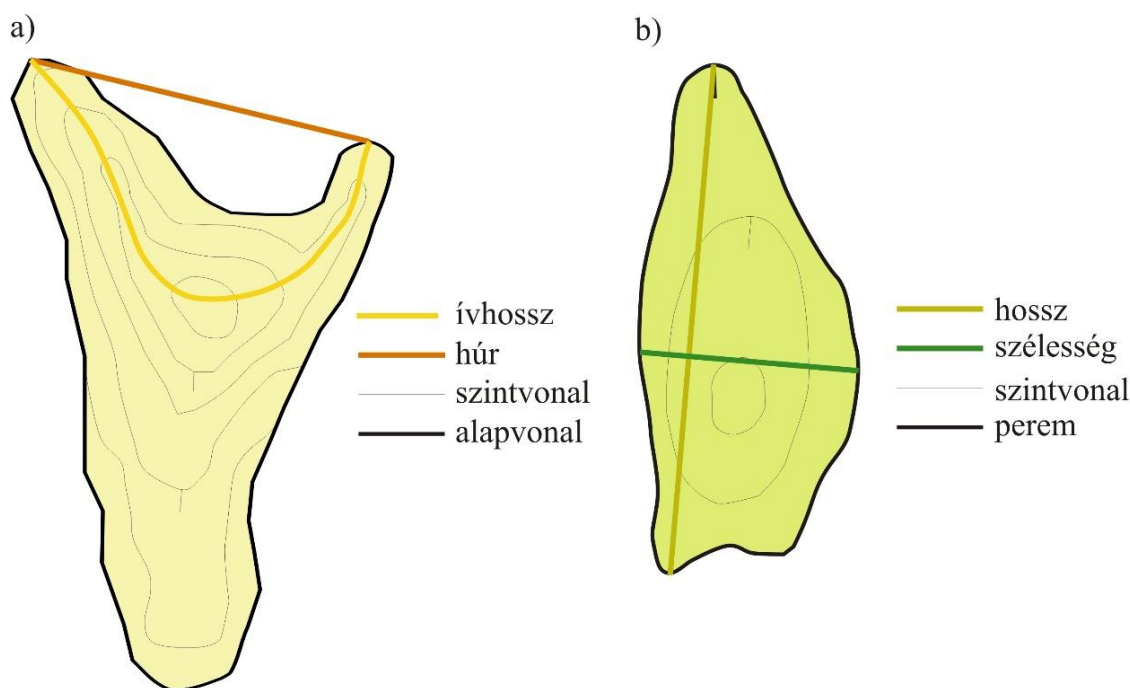
4. Módszerek

Vizsgálataim során célom Kelet-Belső-Somogy homokformáinak feltérképezése, a homokmozgási időszakok meghatározása, az egyes eolikus fázisok során szállított homok szemcseösszetételének megadása és a buckák belső szerkezetének vizsgálata. Ehhez több lépcsős, forma–anyag–folyamat gondolatmenetet követő kutatást végeztem. A formákat topográfiai térképeken azonosítottam, majd morfometriai paramétereik segítségével csoportokba soroltam, térbeli elhelyezkedésük leírásához pedig tájmetriai elemzést végeztem. A homokanyag lerakódásának idejét OSL kormeghatározással állapítottam meg, a homokszállítás és az akkumuláció során uralkodó környezeti viszonyokra pedig az anyag szemcseösszetételéből következtettem. A georadaros mérések pedig az eolikus folyamat kiterjedtségét, a formák átalakulását tárták fel.

4.1. A formák lehatárolása, csoportosítása

A homokformákat a 1:10 000 méretarányú topográfiai térképek (1981-89) alapján azonosítottam az 1610 km² nagyságú mintaterületen. A térképeken az alapszintvonalköz 1 m volt. Az adatok feldolgozását ArcGIS szoftverkörnyezetben végeztem.

A pozitív homokformák határát alapvonaluk megrajzolásával adtam meg. Az ez alapján készített GIS adatbázisa formák morfometriai paramétereit tartalmazza. A buckák területe (T_p) a lehatárolt alapvonal által létrehozott síkidom területe. Az ívhossz (I) a száraz két végpontja közötti távolság a gerinc vonalában, míg a húr hossz (H_p) a száraz végpontja közötti egyenes szakasz hossza (4.1. a. ábra). A bucka magassága (M_p) a formához tartozó legkisebb és legnagyobb szintvonal értékének a különbsége. A terület/ív aránya (T_p/I) alapján számítottam ki a forma átlagszélességét, ami a képződmény kitöltöttségére utal, azaz jellemzi a buckák kialakulásakor rendelkezésre álló homokmennyiséget. Bőséges homokutánpótlás esetén a bucka lehet kitöltött, a homokmennyiség csökkenésével félig kitöltött, vagy kitöltetlen is. Az ív/húr arány (I/H_p), vagyis a görbültség utal a formák alakjára (nem-íves, ill. íves formák) és a haladás sebességére.

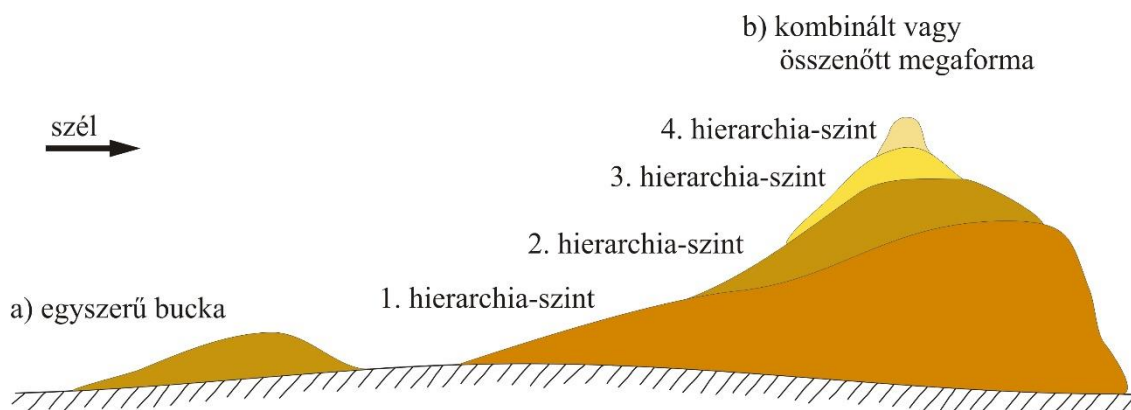


4.1. ábra: A pozitív (a) és a negatív (b) formák morfometriai paramétereit

A negatív formák lehatárolása egy 5x5 m felbontású domborzatmodell alapján, részben automatizált módszerrel történt. Az ArcGIS Sinks funkcióját felhasználva leválogattam a lefolyástalan területeket. A megkapott poligonok közül kiszűrtem a fluvialis, lakusztikus és antropogén eredetű formákat és a domborzatmodell sajátosságaiból adódó hibákat. Ezután szintén geoinformatikai adatbázist létrehozva meghatároztam a formák morфомetriai paramétereit. A terület (T_n) a negatív forma pereme által határolt síkidom területe, a mélység (M_n) a perem magassága és a legmélyebb pont magassága közötti különbség, a hossz (H_n) szélirányban (kb. észak-dél irányban) a forma legnagyobb kiterjedése, a szélesség (Sz) pedig a hosszúságra merőleges legnagyobb kiterjedés (4.1. b. ábra).

4.1.1. A pozitív formák hierarchia-szintjei

A pozitív formák elhelyezkedése alapján hierarchia figyelhető meg a mintaterületen, vagyis a buckák egyes helyeken összetömörültek, és itt egymásra épülve, illetve egymást elfedve találhatók. A buckák előzetes vizsgálata alapján az egymáshoz viszonyított helyzetünk szerint 5 csoportot különítettem el. A hierarchia-rendszert mutató formák több típusú forma kombinációjából (kombinált megaforma – complex dune), vagy egyazon forma több tagjának összenövéséből (összenőtt megaforma – compound dune) keletkeztek (4.2. b. ábra). Az 1. hierarchia-szinthez tartoznak azok a formák, amelyek bár másokra nem települtek, de tovább oszthatók. A 2. hierarchia-szint formái az 1. hierarchia-szint buckáira települtek, tehát lehetnek azok csúcsi régiójában vagy szárán. Rájuk települhettek újabb buckák is, de van köztük, ami tovább nem bontható. A 3. hierarchia-szint tagjai a 2. hierarchia-szintre települtek, és rájuk települhetett még egy szint, a 4. hierarchia-szint, melyek tovább már nem bonthatók (4.2. b. ábra). Az összetett és az összenőtt formák 4 hierarchia-szintje mellett a kistájon találhatóak még a hierarchia-rendszerbe nem sorolható egyszerű buckák is, melyek önmagukban állnak, más buckára nem települtek, és tovább sem tagolhatók (4.2. a. ábra).

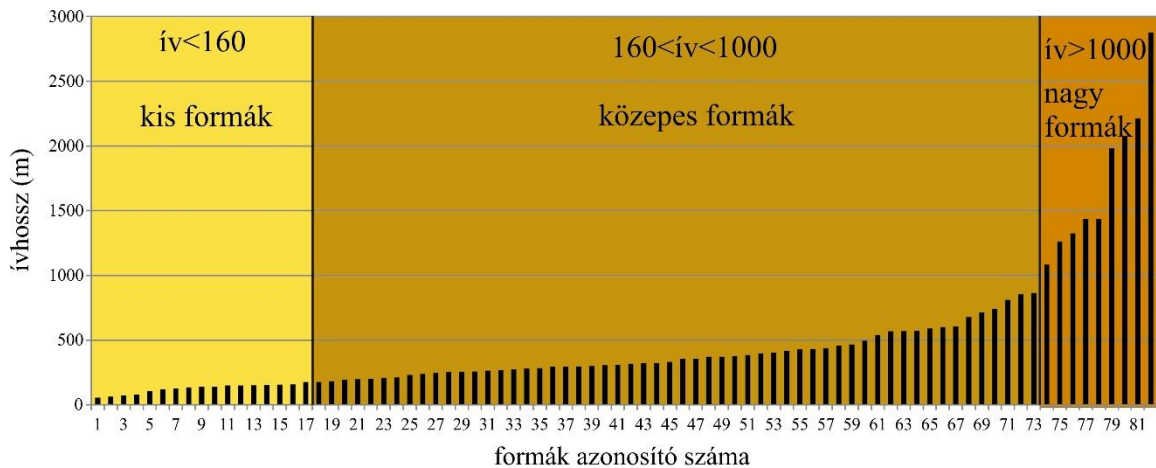


4.2. ábra: Hierarchiát nem mutató egyszerű bucka (a) és több hierarchiai szintet tartalmazó kombinált vagy összenőtt megaforma (b) keresztmetszeti képe szélirányban

4.1.2. A pozitív formák morфомetriai osztályai

A buckák morфомetriai csoportosítása során első lépésként a görbületség alapján leválogattam a nem-íves (egyenes) formákat, amelyeknél a húr (H_p) fogalma nem értelmezhető, illetve megegyezik az ívvel. Ezek a hosszúka formák további osztályozásra nem kerültek. Az íves formák csoportosításához az ArcGIS adatbázisba felvett további paraméterek eloszlási görbáját ábrázoltam táblázatkezelő segítségével (4.3. ábra). Először a buckák ívhosszának (I) eloszlásgörbéje alapján elkülönítettem a

1000 m feletti, 1000-160 m közötti, illetve az ez alatti ívhosszú csoportokat. Az egyes csoportokon belül a kitöltöttséget jellemző T_p/I arány alapján további osztályokat határoztam meg, melyek a kialakulásukkor jellemző homokutánpótlás mértékét jelzik. A nagy méretű ($I > 1000$ m) formákat így két osztályra bontottam ($T_p/I > 250$ vagy $T_p/I < 250$), míg a közepes ívhosszú ($1000 \text{ m} > I > 160 \text{ m}$) buckákat három csoportba soroltam ($T_p/I > 110 \text{ m}$, $110 \text{ m} > T_p/I > 62 \text{ m}$, illetve $T_p/I < 62 \text{ m}$). A legkisebb íves formákat viszont nem osztályoztam tovább homokutánpótlás szempontjából.



4.3. ábra: A mintaterületen előforduló pozitív homokformák ívhosszának eloszlási diagramja

4.1.3. A negatív formák morfometriai osztályai

A negatív formákat csak a morfometriai paramétereik alapján csoportosítottam, hiszen ezeknél a formáknál a hierarchia nem értelmezhető. Így a területük (T_n) és a megnyúltsági indexük (H/Sz) alapján soroltam őket osztályokba.

A morfometriai osztályozás során először a terület alapján leválogattam a nagyméretű formákat ($T_n > 83\,000 \text{ m}^2$), majd a többi formának kiszámítottam a hosszúság/szélesség arányát és e szerint csoportosítottam őket. Így kerekded ($H/Sz < 2$), ovális ($2 < H/Sz < 4$) és megnyúlt ($H/Sz > 4$) mélyedéseket különítettem el.

4.2. Tájmetriai mutatók használata a geomorfológiában

Kelet Belső-Somogyban a homokbuckák és a deflációs formák valamiféle térbeli szabályszerűség alapján rendeződtek, ráadásul egymásra hatva alakultak ki, és ezen térbeli kapcsolatok feltárására lehetnek alkalmasak bizonyos tájmetriai mutatók. Vizsgálatomban célul tűztem ki az eolikus homokformák térbeliségének kvantitatív jellemzését, a formák között fennálló különbségek és térbeli kapcsolataik feltárását. Mivel a buckák és a deflációs mélyedések értelmezhetők foltokként is, így a tájmetria módszertana bizonyos korlátozásokkal alkalmazható az eolikus formák térbeli helyzetének kvantitatív leírására is. Az elemzés során a folt elnevezés helyett a formát használtam, maradván a dolgozat geomorfológiai jellegénél.

A tájmetriai vizsgálatához a morfometriai mérőszámokkal bővített pozitív és negatív eolikus formák adatbázisát használtam fel. Az indexeket az ArcMAP 10 szoftver Patch Analyst 5.1 (Rempel et al. 2012) és 'LATE 2.0 (Lang és Tiede 2003) kiegészítők segítségével számoltam ki, melyeket kiegészítettem egyes, táblázatkezelőben hozzáadott mutatókkal. A formamentes területet – a tájökológiai értelemben vett mátrixot – kihagytam az elemzésből. Ahogy az eolikus formák morfometriai elemzésénél, ennél a vizsgálatnál is a kistájhatáron átnyúló pozitív és negatív formákat teljes területükkel

belevettem a vizsgálatba. A buckák csak ritkán, a negatív formák pedig egyáltalán nem érintkeznek egymással, így azok a paraméterek, melyek a szomszédságot, illetve a közös határokat vizsgálják nem alkalmazhatók a területen. Helyette a legközelebbi szomszéd számítása ad információt a formák összetorlódásáról vagy szétszórtságáról. A felhasznált tájmetriai mérőszámok definícióit a 4.1. táblázat tartalmazza.

4.1. táblázat: A felhasznált tájmetriai mutatók értelmezése

Tájmetriai mutató	Definíció
Kistáj terület (km ²)	Az összes vizsgált formát magában foglaló kistáj vagy egy kisebb vizsgált zóna területe, beleértve a formák által nem fedett részeket is.
Formák teljes területe (km ²)	Az összes vizsgált forma területének összege.
Borítottság (%)	Kistáj területe/Formák teljes területe*100. A formák összterülete a kistáj vagy a vizsgált zóna területéhez képest, százalékban kifejezve.
Formaszám (db)	A vizsgált formák száma.
Formasűrűség (forma/km ²)	Formaszám/Kistáj területe. A teljes kistáj 1 km ² -ére jutó formák száma.
Átlagos formaszám (forma/km ²)	Formaszám/Formák teljes területe. Az formák teljes területének 1 km ² -ére jutó formaszám.
Formák teljes szegélyhossza (km)	Az összes vizsgált forma kerületének összege.
Szegélysűrűség (km/km ²)	Formák teljes szegélyhossza/Kistáj területe. A kistáj terület 1 km ² -ére jutó kerülethossz.
Alak-index	A forma kerülete osztva az azonos területű kör kerületével.
Kerület-terület arány	A formák kerület/terület arányának értéke.
Teljes térfogat (km ³)	A formák 3D alakját közelítő test térfogata, amely a forma területének és magasság/mélység szorzatának a harmada. $V=(\text{terület}*\text{magasság})/3$.
Shannon-féle diverzitás index	A formaváltozatosság mérőszáma. Értéke 0,0 ha csak egyetlen forma van a vizsgálatban, és növekszik a formatípusok (osztályok), valamint a típusok közötti formaeloszlás növekedésével.
Shannon-féle egyenletesség index	A formák osztályok közötti eloszlását vizsgálja. Értéke 0,0 ha egyetlen típusba tartozik minden forma, és közelíti az 1,0-et ha egyenletesebb a formatípusok közötti megoszlás.
Dominancia	Az uralkodó formatípus dominanciájának a mértéket adja meg lefedett terület alapján.
Legközelebbi szomszéd távolsága (m)	Egy forma legközelebbi szomszédjának távolsága a forma szegélyétől számolt legrövidebb egyenes vonal hossza (euklideszi távolság) a szomszéd forma legközelebbi szegélyéhez.

A formák kistájon belüli térbeli elemzése során a kistájat 1 km² rácsterületű hexagonális hálóval fedtem le, amelyet a táj eróziós és akkumulációs viszonyaihoz igazítottam. A formák poligonjait az adatbázis megtartása mellett pontokká alakítottam, úgy, hogy a formát reprezentáló pont mindig az adott formán belül – általában a bucka fejének legmagasabb pontján, vagy a mélyedés legmélyebb pontján – helyezkedik el. Így az összevonás során a hexagonális háló nem darabolta fel az alakzatokat és minden forma csak egyszer került elemzésre. A hexagonális egységek csoportosításánál a kategóriák kialakításához a *Natural Breaks*, azaz a természetes töréspontok opciót használtam, amely az adatok eloszlási görbéjének töréspontjait automatikusan meghatározva alakít ki osztályokat.

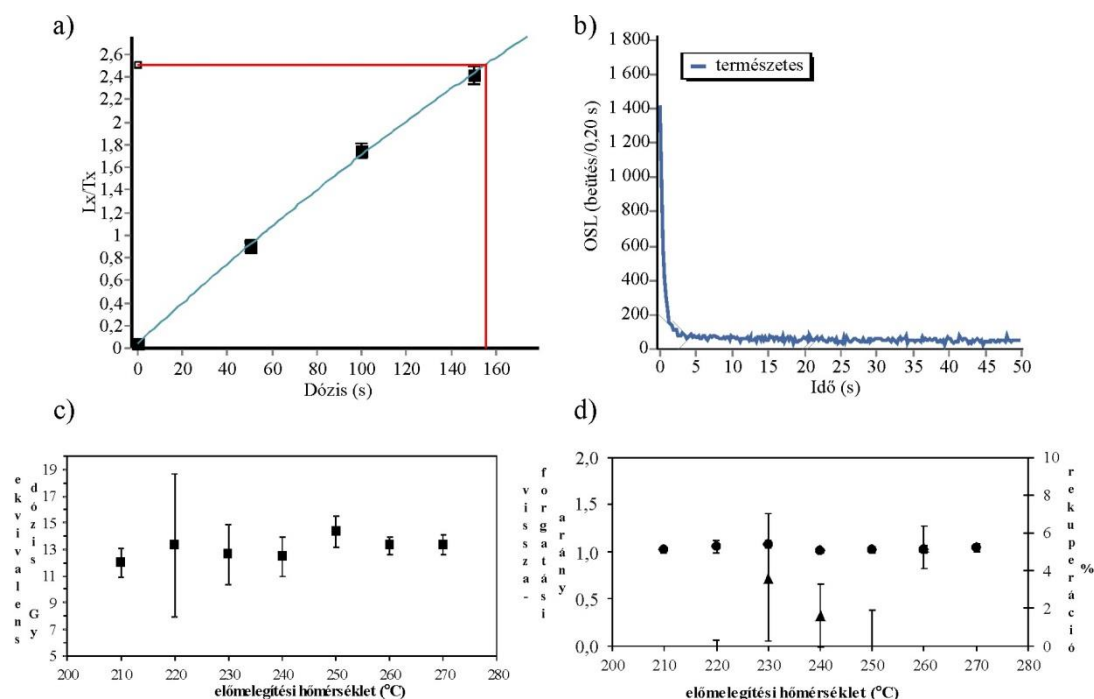
4.3. A homokanyag vizsgálata

4.3.1. OSL kormeghatározás

A buckák abszolút korát optikailag stimulált lumineszcens (OSL) mérésekkel határoztam meg. A kormeghatározáshoz a buckák morfológiai elemzése alapján kialakított csoportok egyes tagjaiból összesen 22 OSL mintát gyűjtöttünk. A mintavétel fúrásokból történt bolygatatlan mintavevő segítségével 110-290 cm mélységből. A mélységet az alapján határoztam meg, hogy pontosan hol érhető el az adott forma bolygatatlan anyaga: pl. egymásra települt formákon a mélyebb minták képviselik az alacsonyabb hierarchia-szintű formákat. A háttérsugárzás laboratóriumi méréséhez az OSL minták alatti és feletti 10-20 cm-es fúrásanyagot használtuk.

A laboratóriumi feltárás során először eltávolítottam a minták mészszeresanyag-tartalmát, majd Na-poliwolframát oldat segítségével ($2,62 \text{ g/cm}^3$ illetve $2,68 \text{ g/cm}^3$) leválasztottam a mérésekhez szükséges kvarc mennyiséget, amelyet ezután 50 percen át, 38 %-os hidrogén-fluorid oldattal marattam a szemcsék külső részének eltávolítása céljából. A feltárás után a mérésekhez a 90–150 μm átmérőjű kvarcfrakciót használtam fel, amelyeket acél korongokra vittem fel, 6 mm átmérőjű maszkot alkalmazva. A tesztmérésekhez 40, az egyenérték dózis meghatározásához 24 korongot készítettem (Sipos et al. 2009).

Az egyenérték dózis méréséhez RISØ TL/OSL DA-15 típusú, $0,114 \text{ Gy/s}$ dózisteljesítményű béta sugárforrással ellátott műszert használtunk. A mintákat 470 nm-es kék fénnel stimuláltuk, a detektáláshoz Hoya U-340 szűrőt alkalmaztunk. A mérések során a széles körben alkalmazott egy-mintás regenerációs protokollt (SAR – Single Aliquot Regeneration), illetve az ahhoz kapcsolódó ellenőrző vizsgálatokat alkalmaztuk (Wintle és Murray 2006). A tájékozódó méréseket követően, $180\text{--}300^\circ\text{C}$ között végeztük el az előmelegítési teszteket, 20°C lépésekben emelve a hőmérsékletet. Egy-egy hőmérsékleten 5 korongra állítottuk fel a dózis-lumineszcens válasz összefüggést (4.5 a. ábra), ezek átlaga és szórása alapján állapítottuk meg, hogy milyen



4.5. ábra: Az OSZ268 számú mintához tartozó dózis-lumineszcens válasz összefüggés (a), természetes OSL jel lecsengési görbéje (b), dózis-visszamérési tesztje (c) és visszaforgatási arány, valamint rekuperáció mértéke különböző hőmérsékleteken (d)

előmelegítési hőmérséklet mellett a legoptimálisabbak az eredmények a lumineszcens jelenség reprodukálhatósága és a termális töltésáthalmozódás szempontjából (4.5 d. ábra). Az előmelegítési tesztet megelőzően hosszú stimulációval eltávolítottuk a minták természetes lumineszcens jelét (4.5 b. ábra), és ismert nagyságú dózist sugároztuk be, így a tesztek során azt is meg tudtuk állapítani, hogy a vizsgált mintából összességében mekkora pontossággal lehet az ismert dózist visszamérni (4.5 c. ábra).

Az egyenérték dózis meghatározásakor végül 230-240 °C-os előmelegítést alkalmaztunk a mintától függően. A kék fénnel történő stimulálás 160 °C-on történt. A kapott eredményeket Analyst 3.24, illetve táblázatkezelő segítségével értékeltük. A természetes dózisteljesítményt meghatározó U, Th és K koncentrációkat Canberra típusú félvezető Ge detektorral felszerelt nagy felbontású gamma spektrométerrel elemezték az ÁNTSZ Csongrád megyei Laboratóriumában. A mérések szerint az U bomlási sorában egyensúlyhiány nem volt tapasztalható. A koncentrációk alapján számított dózisteljesítmény eredményeket az anyag begyűjtésekor tapasztalt nedvességtartalommal (Aitken 1998), valamint a kozmikus háttérsugárzással (Prescott és Hutton 1994) korrigáltuk.

4.3.2. Szemcseösszetételi-elemzés

A vizsgálatokhoz Kelet-Belső-Somogyban, összesen 17 db fúrást mélyítettünk, amelyek 120-300 cm mélységig tárják fel a formák anyagát. A fúrások többsége a parabolabuckák feji részén található, gyűjtöttünk mintát morфомetriai osztályok egymásra települt és egymás mellett lévő, egyszerű formaként elhelyezkedő tagjaiból, illetve egy maradékgerinc három szelvényéből is. A fúrásokból 10 centiméterenként vettünk mintát szemcseösszetételi elemzés céljából.

A begyűjtött 345 db minta szemcseméretének meghatározását Analysette 22 MicroTec plus lézer diffrakciós szemcseméret meghatározóval végeztem. Mivel a műszer mérési tartománya 0,008-2000 μm , ezért a 2000 μm -nél nagyobb szemcséket szita segítségével elkülönítettem, majd a frakció súlya alapján korrigáltam a szemcseösszetétel százalékos értékét. Az osztályozásnál az összevont Udden és Wentworth-skálát használtam (Blott és Pye 2012). A szelvények ábrázolása Tilia Graph programmal készült, ahol klaszteranalízist is végeztem, amely segítette a zónák és a szintek elkülönítését. A részletesebb kiértékeléshez Gradistat program (Blott és Pye 2001) segítségével, Folk és Ward (1957) módszere szerint a minták következő statisztikai paramétereit határoztam meg:

- módusz, ami a gyakorisági görbe azon pontja, ahol annak lokális maximuma van;
- közepes szemcseméret (M_z), ami az eloszlási görbe három harmadának számtani közepe (Folk és Ward 1957);
- különböző kumulatív százalékokhoz tartozó szemcseátmérők:
 - d_{25} az az átmérő-érték, melynél a szemcsék 25%-a kisebb, 75%-a nagyobb átmérőjű, az eloszlási függvény alsó kvartilisa.
 - d_{75} az az átmérő-érték, melynél a szemcsék 75%-a kisebb, 25%-a nagyobb átmérőjű, az eloszlási függvény felső kvartilisa.
 - d_{90} az az átmérő-érték, melynél a szemcsék 90%-a kisebb, 10%-a nagyobb átmérőjű.

A d_{75} és a d_{25} különbségéből az osztályozottságra következtettem, azonban ez a paraméter természetesen nem egyezik meg a leginkább elterjedt statisztikai szórással. Ebben az esetben minél kisebb az eloszlási függvény felső és alsó kvartilisa közötti különbség, annál jobban osztályozott az agyag (Marosi 1970).

Az elemzés során megvizsgáltam a különböző hierarchia-szintbe, illetve morfológiai csoportba tartozó formák közötti szemcseösszetételi eltéréseket. A minták közepes szemcseméret értékei alapján kiválasztottam a legdurvább frakciójú mintát mindegyik szelvényből és ezek segítségével tájszintű elemzéseket végeztem. Az OSL korok alapján elemeztem az egyes homokmozgási fázisokhoz köthető üledékek szemcseösszetételének eltéréseit.

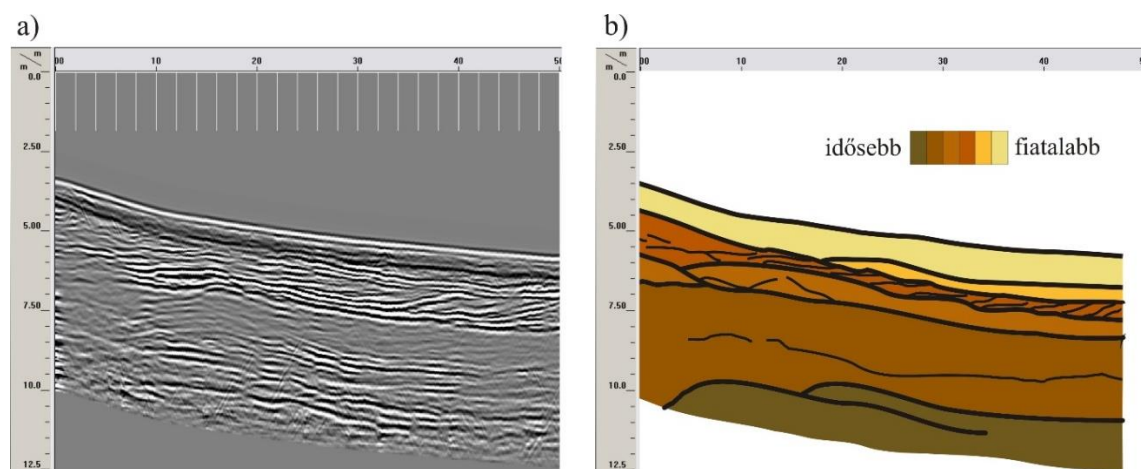
4.4. A formák belső szerkezete

4.4.1. Georadar használata homokterületen

A homokrétegek vastagságából és dőléséből, valamint a rétegződés jellegéből következtetni lehet a homokformák fejlődésére. Georadarral (ground penetrating radar - GPR) ezek a rétegek igen jól vizsgálhatók, mert a homoknak alacsony a dielektromos állandója, így az elektromágneses jel gyorsan terjedhet, tehát a rétegződés kimutatható, mivel az anyag kis eltérése is nagy változást, reflexiót okoz (Jol 2009).

Kutatásomhoz 15 db 86-445 méter hosszú szelvényt vettünk fel GSSI gyártmányú georadarral, úgy, hogy a különböző formacsoportok 1-1 tagját hossz- és keresztirányban is vizsgálhassam (ld. 3.4. ábra). A szelvények érintik a szemcseösszetételi és OSL vizsgálatok mintavételi pontjait. Mivel a zárt, sűrű vegetációval borított területek pontatlanná teszik a mérést pl. gyökök bioturbációt okozhatnak, az erdészeti mélyművelés eltünteti a rétegeket, illetve a műszer útvonalán a letört ágak akadályokat képeznek, ezért igyekeztem kevésbé sűrű növényzetű erdők, illetve réteken kijelölni a GPR szelvényeket. A mérés során 200 MHz névleges teljesítményű antennával dolgoztunk, amely behatolási mélysége a vizsgált közegben 5-6 méter volt az adott körülmények között, a felbontása pedig 0,1-0,3 méter. A szelvények kezdő és végpontjainak, valamint a töréspontoknak a koordinátáit Garmin Geko 201 típusú kézi GPS-szel rögzítettük.

Az adatok feldolgozása során RADAN-GSSI szoftver segítségével FIR sáv filtert, statikus korrekciót és exponenciális gain-t alkalmaztunk, az elektromágneses hullám sebességének meghatározásához pedig migrációt végeztünk (Jol 2009). A topográfiai térképek alapján elkészítettem a vizsgált területek domborzatmodelljét, amelynek segítségével a pontosabb kiértékeléshez Surface normalizálást alkalmaztunk (4.4. a. ábra).



4.4. ábra: A különböző homokrétegeket a georadaros szelvényeken a reflexió erőssége alapján különítettem el

A kiértékelés során először a reflexió erőssége alapján lehatároltam a rétegekötegeket (4.4. b. ábra), melyből következtettem a forma épülésének fázisaira. Ahol lehetséges volt, a rétegekötegeken belül a réteglemezeket is azonosítottam (4.4. b. ábra), melyek a lerakódás körülményeire utalhatnak.

5. Eredmények

Az eredmények tárgyalása során először bemutatom a formák csoportosítását, amelyet egymáshoz viszonyított helyzetük szerint és morfológiai paramétereik segítségével végeztem, valamint a csoportok térbeli elhelyezkedésének kvantitatív leírásához pedig tájmetriai elemzést készítettem. A tájmetriai elemzés részeként vizsgáltam a kistáj zonalitását, illetve a formák eloszlást a tájban. Ezt követően mutatom be az OSL kormeghatározás eredményeit, amelyek megadják, hogy milyen időszakban alakultak ki az egyes formák. Majd ismertetem a szemcseösszetételi vizsgálat során kapott adatokat, amelyekből következtethető, hogy az egymást követő homokmozgások során milyen anyag továbbítódott. Végül pedig az adatok kiterjesztéséhez hozzájáruló georadarszelvények elemzésével zárom a fejezetet.

5.1. Kelet-Belső-Somogy jellemzői, formái, felosztása

A mintaterületen összesen 4404 pozitív homokformát azonosítottam, amelyeket egymáshoz viszonyított helyzetük szerint és morfológiai paramétereik segítségével is csoportosítottam. A formák lehatárolása során először a hierarchia a szembe ötlő, illetve a formák egymásra települése független attól, hogy több morfológiai osztály is megtalálható a területen, ezért a formák egymáshoz viszonyított helyzetét tárgyalom elsőként, majd ezt követi a morfológiai osztályozásuk. Kelet-Belső-Somogyban 2911 db negatív formát is lehatároltam, amelyeket – mivel hierarchiát nem mutatnak – csupán morfológiai tulajdonságaik alapján soroltam csoportokba. Az eolikus formák térbeli elrendeződésének vizsgálatához tájmetriai elemzést végeztem. A formák eloszlását és térbeliségét kvantitatív módon megadják a tájmetriai mutatók, azért hívom ezt a térbeli elrendeződés leírásának.

5.1.1. A pozitív formák egymáshoz viszonyított helyzete: hierarchia-szintek

A Kelet-Belső-Somogyban azonosított és lehatárolt pozitív homokformákat egymáshoz viszonyított helyzetük alapján 5 csoportba soroltam.

Az első csoportba, az *egyszerű buckák*hoz azok a formák tartoznak, amelyek önmagukban állnak, a formák egymásra települése nem jellemző. Az egész kistájban előfordulnak, az északi és a nyugati részekben valamivel nagyobb számban alakultak ki. Ide tartozik a buckák többsége, az összes forma 72%-a (5.1. ábra). Ennek megfelelően tájmetriai adataik is magasak, hiszen ebben az osztályban a legnagyobb a borítottság (12,05%), a formasűrűség (1,96 forma/km²), a formák teljes szegélyhossza (4 394 km) és a szegélyszűrűség (2,73 km/km²) is (5.1. táblázat). Azonban a formaméret középértéke (0,06 km²) és szórása (0,07 km²) már lényegesen alacsony értékek, amelyek arra utalnak, hogy az egyszerű buckák viszonylag aprók, kis méret-változatosságot mutatnak, ennek ellenére nagy számukból adódóan a terület jelentős részét borítják.

A hierarchia alapját képezik az *1. hierarchia-szinthez* tartozó formák, melyek nagyobb formának a részét nem képezik, de tovább oszthatók rájuk települt kisebbre vagy kisebbekre (5.1. ábra). Többségük a kistájban három jól elkülöníthető csoportba tömörülve helyezkedik el. Nagy számban találhatók az északi részen laza csoportban, a kistáj közepén egy kisebb területen, valamint egy jelentősen összetömörült csoportban a déli részen, Darány környékén. A buckák csupán 5 %-át adják, azonban összterületük (102,35 km²), borítottság értékük (6,36%) és a formák teljes szegélyhossza (986 km) az összetett buckák között a legnagyobb, vagyis nagy területű, felszabdalt alakú formák. Ezt igazolja, hogy formaméretük középértéke (0,43 km²) is kiugróan magas, ugyanakkor a nagy szórás (1,04) nagy méretváltozatosságra is utal (5.1. táblázat). Formasűrűségük viszont rendkívül alacsony (0,15 forma/km²), tehát kis számú, ugyanakkor nagy méretű,

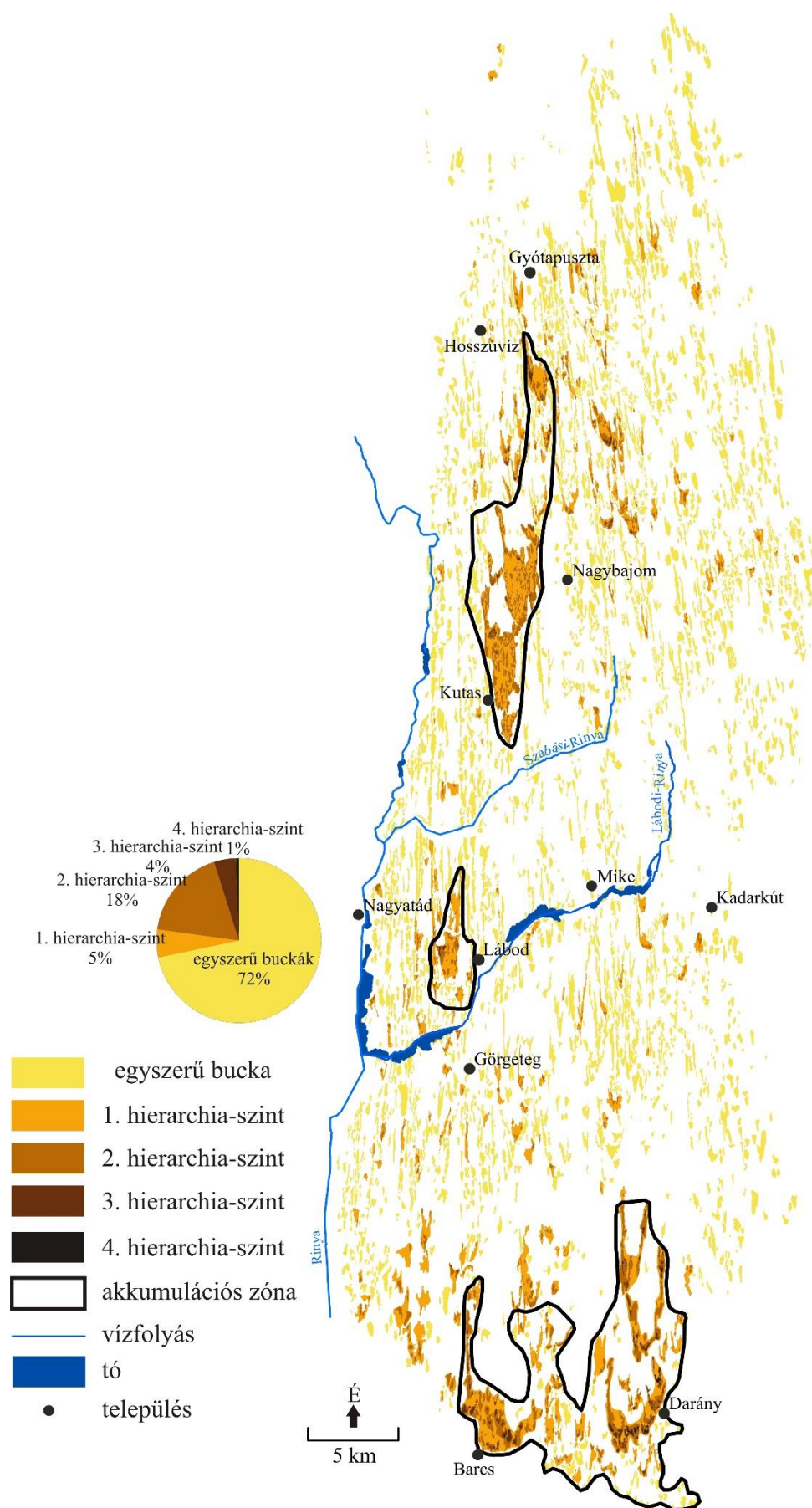
izolált formákról van szó, amelyek azonban rengeteg homokot tartalmaznak, hiszen az 1. hierarchia-szint teljes térfogata a legnagyobb.

A 2. hierarchia-szint az előzőre települ, vagyis kiemeltebb helyzetben van, ezért valószínűleg fiatalabb, az 1. hierarchia-szintet létrehozó homokmozgás utáni eolikus periódusban jöhetett létre. Ennek megfelelően az 1. hierarchia-szinthez hasonló térbeliséget mutat, három fő csoportban fordul elő, főleg az 1. hierarchia-szintbe tartozó buckák feji részén. Bár ebbe a csoportba már a buckák 18 %-a tartozik (5.1. ábra), így a nagy formaszám (794 db) magas formasűrűséget (0,49 forma/km²) eredményez. Ugyanakkor a formák teljes területe (33,24 km²), borítottság értékük (2,06%), formaméretük középértéke (0,04 km²) és teljes szegélyhosszuk (808,19 km) arra utal, hogy méretük jóval kisebb, mint az 1. szint buckáié (5.1. táblázat). Térfogatuk alacsony értéke (0,07 km³) pedig jelzi, hogy lényegesen kevesebb homokot tartalmaznak. A fraktáldimenzió középértéke (1,35) ebben a csoportban a legmagasabb, tehát összetett formák, azonban alak-indexük (1,59) és kerület-terület arányuk (0,05) közepes értéket mutat, vagyis kevésbé felszabdaltak. A magas formaszámból adódik, hogy a hierarchia-szintet mutató buckák közül ennek a csoportnak a tagjai helyezkednek el egymáshoz a legközelebb (legközelebbi szomszéd közepes távolsága = 150 m). Ez arra utal, hogy egy nagyobb területű, 1. hierarchia-szintű formán több, egymás közelében megkötődött 2. hierarchia-szint is kialakulhatott, vagyis gyakran csoportosan fordulnak elő és egy kiterjedt, nagy energiájú homokmozgási szakaszban alakulhattak ki.

5.1. táblázat: A pozitív formák hierarchia-szintjeit leíró tájmetriai adatok

Tájmetriai mutató	Pozitív buckák hierarchia-szintjei				
	0. szint	1. szint	2. szint	3. szint	4. szint
Formák teljes terület (km ²)	193,99	102,35	33,24	4,02	0,33
Borítottság (%)	12,05	6,36	2,06	0,25	0,02
Formaszám (db)	3 156	240	794	189	25
Formasűrűség (forma/km ²)	1,96	0,15	0,49	0,12	0,02
Átlagos formaszám (forma/km ²)	16,27	2,34	23,88	47,06	76,28
Formaméret középértéke (km ²)	0,06	0,43	0,04	0,02	0,01
Formaméret szórása (km ²)	0,07	1,04	0,10	0,02	0,01
Formák teljes szegélyhossza (km)	4 394,79	986,08	808,19	128,23	13,00
Szegélyhossz középértéke (km)	1,39	4,11	1,02	0,68	0,52
Szegélyhossz középértéke (km)	2,73	0,61	0,50	0,08	0,01
Átlagos szegélyhossz (km/km ²)	22,65	9,63	24,31	31,93	39,67
Alak-index középértéke	1,67	2,08	1,59	1,43	1,32
Kerület-terület arány középértéke	0,03	0,02	0,05	0,05	0,05
Fraktáldimenzió középértéke	1,33	1,32	1,35	1,34	1,33
Teljes térfogat (km ³)	0,32	0,45	0,07	0,007	0,0005
Legközelebbi szomszéd közepes távolsága (m)	72	338	150	213	2 238

A következő szintbe, a 3. hierarchia-szinthez az előzőre települt buckák találhatók. Ide azonban már csak a formák 4 %-a tartozik (5.1. ábra). Ezek a formák lényegesen, egy nagyságrenddel kisebb területűek (4,02 km²) és kisebb borítottság értékűek (0,25 %), mint az előző szint. A formasűrűség (0,12 forma/km²) itt magas, tehát ez a csoport apró, kis méretváltozatosságot mutató formákból áll, amelyet jelez az alacsony formaméret középérték (0,02 km²), a formaméret kis szórása (0,02 km²) és a kis szegélyérték (128,23 km) is. Az alak-index középértéke (1,43) csak a 4. hierarchia-szintben alacsonyabb (5.1. táblázat), vagyis a buckák alakja kevésbé felszabdalt, mint az előző, többször átdolgozott szinteké, és becsült térfogatuk (0,007 km³) alapján kevesebb homokot tartalmaznak. A legközelebbi szomszédok viszonylag közel helyezkednek el egymáshoz (213 m), tehát ezen a szinten is jellemző a csoportokba tömörülés, amely arra utal, hogy egy-egy nagyobb forma több kisebb buckára szabdalódott fel a következő homokmozgási periódusban.



5.1. ábra: A pozitív formák hierarchiai csoportjai és elhelyezkedésük a mintaterületen, valamint a buckák aránya az egyes hierarchia-szintekben.

A 4. *hierarchia-szinthez* tartozik a legkevesebb számú bucka, csupán az összes 1 %-a (5.1. ábra). Ezek a dűnék a formasűrűség ($0,02 \text{ forma/km}^2$), a formaméret középértéke ($0,01 \text{ km}^2$) és annak szórása ($0,01$) alapján is igen aprók, a kistájnak csak $0,02 \%$ -át borítják. A többi, nagyobb bucka csúcsrégiójában találhatók, tehát igen kiemelt helyzetűek, aprók és szabályosak, egységesek, alig felszabdaltak. Az alak-index ($1,32$) ebben a csoportban a legalacsonyabb (5.1. táblázat), vagyis itt találhatók a leginkább gömbölyded formák, melyek azonban térfogat alapján csupán igen kis mennyiségű homokot tartalmaznak. Valószínűleg a legfiatalabb formák, melyek a korábban kialakult buckák feji részének átdolgozásával jöttek létre. Ennek megfelelően egymástól távol képződtek, legközelebbi szomszédjuk átlagos távolsága több mint 2 km , vagyis csupán 1-1 forma fordul elő minden nagy, összetett forma tetején.



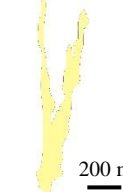
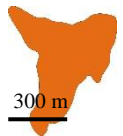

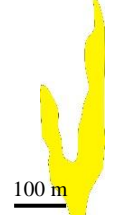
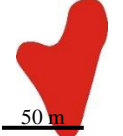
5.1.2. A pozitív formák morfológiai osztályai és térbeli elrendeződése

A kistájon lehatárolt pozitív formák morfológiai paramétereit is elemeztem, így összesen 7 osztályt különítettem el.

A legtöbb formát tartalmazó morfológiai osztály a *szármaradványok* és *maradékgerincek*, vagyis a hosszanti formák csoportja. Az ide tartozó formák hosszúságuk, közel egyenesek, ezért az I/H_h arány nem értelmezhető. Közéjük az összes bucka 26% -a tartozik (5.2. ábra), a magas formaszám miatt teljes területük ($63,14 \text{ km}^2$), borítottságuk ($3,92\%$), szegélyhosszuk ($1552,04 \text{ km}$) és szegélyszűrűségük ($0,96 \text{ km/km}^2$) is magas, valamint formasűrűségük ($0,72 \text{ forma/km}^2$) kiugró (5.3. táblázat). Azonban a formaméret nagy szórása ($0,07$) jelzi a méretek változatosságát ($T_p=0,58-693,8$ ezer m^2 ; $I = 34-5630 \text{ m}$, 5.2. táblázat). De a formaméret középértéke ($0,05 \text{ km}^2$) és a teljes térfogat ($0,11 \text{ km}^3$) viszonylag alacsony, valamint a mintaterületnek csak $3,9\%$ -át fedik le ezek a buckák, amely kisebb méretű formák dominanciájára utal. A formák legközelebbi szomszédjának távolsága (228 m) bár ebben az osztályban a legalacsonyabb, mégsem kiugróan eltérő, vagyis a sok forma egyenletesen elszórva helyezkedik el a tájban. A hierarchia-szintek közül mindegyik csoportban megtalálhatók. Így valószínűsíthető, hogy több eolikus fázisban is kialakulhattak, esetleg maradékgerincek is lehetnek, de ennek tisztázásához több forma korának és rétegtani viszonyainak ismerete szükséges.

A mintaterület jellegzetes formái a parabolabuckák, amelyeket méretük és kitöltöttségük alapján csoportosítottam tovább. Ezek közül a legnagyobbak a mérsékelt utánpótlással rendelkező *nagy, félig kitöltött parabolabuckák* ($I = 1024-12\,912 \text{ m}$, $T/I = 253-1246 \text{ m}$, 5.2. táblázat). Ugyan csupán a buckák $0,95\%$ -át adják (5.2. ábra), de teljes területük ($65,65 \text{ km}^2$) és borítottság értékük ($4,08\%$) is magas igen magas (5.3. táblázat). A formasűrűség értékük ($0,03 \text{ forma/km}^2$) a legalacsonyabb, illetve alacsony számuk miatt kicsi a teljes szegélyhossz ($357,91 \text{ km}$) és szegélyszűrűség értékük ($0,22 \text{ km/km}^2$). Szegélyhosszuk középértéke ($8,52 \text{ km}$) és formaméretük ($1,56 \text{ km}^2$) viszont kiugróan magas, azaz nagy méretű, összetett alakú formákról van szó. Ugyanakkor a szórás ($2,14 \text{ km}^2$) szintén magas értéke jelzi a nagy méretváltozatosságot. Magas alak-indexük ($2,10$) alapján ezek a parabolák igen elnyúlt, hosszú szárral rendelkező buckák. Sok homok halmozódott fel bennük, hiszen ennek az osztálynak a teljes térfogata a legnagyobb ($0,36 \text{ km}^3$) az alacsony formaszám ellenére. Izoláltan helyezkednek el a tájban, a legközelebbi szomszédok kiugróan távol esnek egymástól (1316 m). Főleg az 1. hierarchia-szinthez tartoznak, általában a hierarchia alapját alkotják, ám néhány a kiemeltebb 2. hierarchia-szintben is előfordul.

5.2. táblázat: A pozitív formák morfológiai osztályainak egy-egy típuspéldája és az osztályok jellemző morfológiai paraméterei

Pozitív buckák morfológiai típusai				Forma	Csoportosításuk paraméterei	Terület (km ²)	Terület/ív (m)	Magasság (m)	Térfogat (m ³)	Jellemző hierarchia szint		
számaradvány, maradékgerinc					$H_p = I$	min: 0,0005 max: 0,693 átlag: 0,054	min: 14 max: 273 átlag: 76	min: 1 max: 18 átlag: 3,5	min: 196 max: 2 164 647 átlag: 94 024	egyszerű buckák		
parabola bucka				nagy méretű	félig kitöltött		$I > 1000 \text{ m}$ $T_p/I > 250$	min: 0,316 max: 9,139 átlag: 1,563	min: 253 max: 1246 átlag: 410	min: 2 max: 35 átlag: 11	min: 240 801 max: 91 088 130 átlag: 8 459 782	1. hierarchia szint
					kitöltetlen		$I > 1000 \text{ m}$ $T_p/I < 250$	min: 0,049 max: 1,165 átlag: 0,223	min: 45 max: 249 átlag: 134	min: 1 max: 24 átlag: 7	min: 33 033 max: 5 437 567 átlag: 592 135	1. hierarchia szint
				közepes méretű	kitöltött		$1000 \text{ m} > I > 160 \text{ m}$ $T_p/I > 110 \text{ m}$	min: 0,018 max: 0,498 átlag: 0,084	min: 110,3 max: 1023 átlag: 182	min: 1 max: 17 átlag: 4	min: 6 957 max: 1 186 845 átlag: 131 924	2. hierarchia szint
					félig kitöltött		$1000 \text{ m} > I > 160 \text{ m}$ $110 \text{ m} > T_p/I > 62 \text{ m}$	min: 0,010 max: 0,102 átlag: 0,037	min: 62,02 max: 109 átlag: 84	min: 1 max: 14 átlag: 3	min: 3 528 max: 277 933 átlag: 44 726	2. hierarchia szint
					kitöltetlen		$1000 \text{ m} > I > 160 \text{ m}$ $T_p/I < 62 \text{ m}$	min: 0,004 max: 0,058 átlag: 0,017	min: 21 max: 61,9 átlag: 48	min: 1 max: 14 átlag: 3	min: 1 541 max: 131 303 átlag: 17 170	2. hierarchia szint
garmada					$I < 160 \text{ m}$	min: 0,0003 max: 0,084 átlag: 0,009	min: 11 max: 600 átlag: 80	min: 1 max: 11 átlag: 2	min: 107 max: 157 136 átlag: 7 975	3. hierarchia szint		

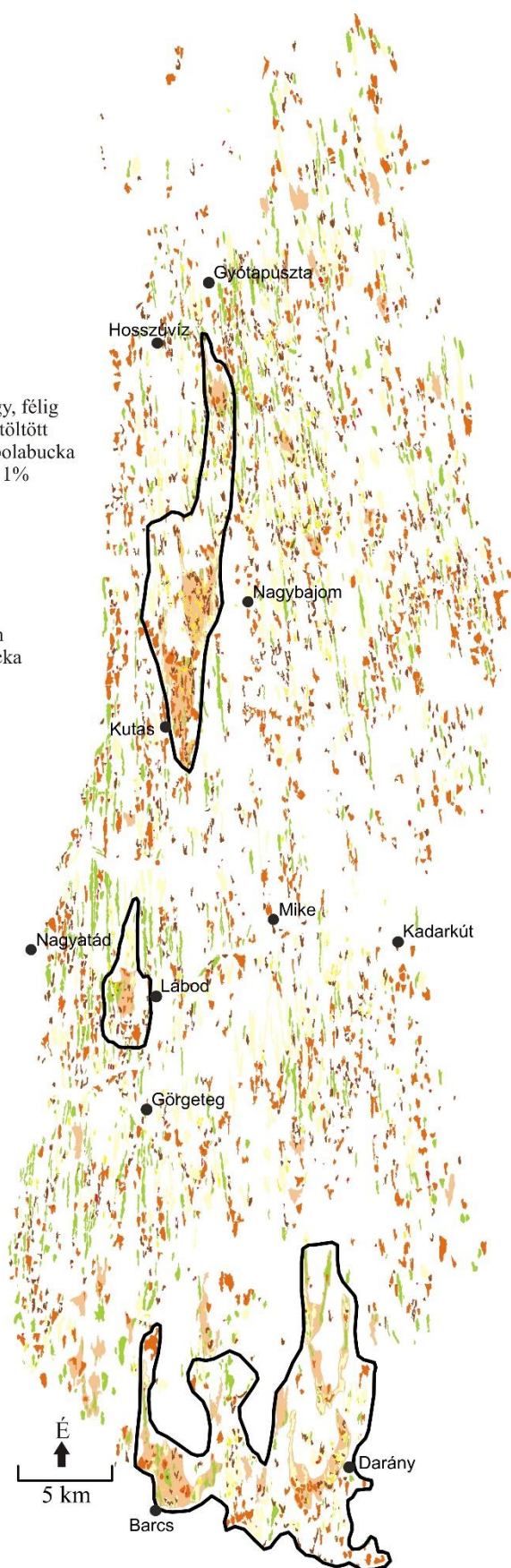
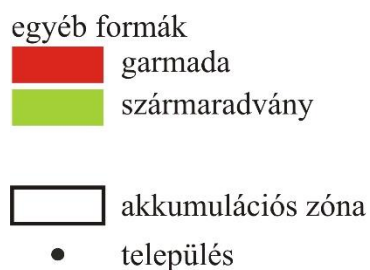
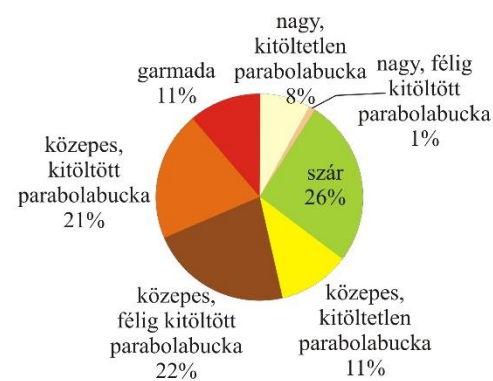
Mérsékeltabb homokutánpótlással rendelkeztek a *nagy, kitöltetlen parabolabuckák* ($I=1002-6391 \text{ m}$, $T/I=46-250 \text{ m}$, 5.2. táblázat), amelyek jóval nagyobb számban fordulnak elő, hiszen a formák 8%-a ehhez az osztályhoz tartozik (5.2. ábra). Így kitöltetlenségük ellenére mégis a mintaterület 4,9%-t foglalják el. Gyakori előfordulásuk mellett azonban még méretük is igen jelentős, amelyet jól kifejez, hogy ebben a morfológiai osztályban a legmagasabb a teljes terület ($79,20 \text{ km}^2$), a borítottság

(4,92%), és igen magas a formaméret középértéke (0,22 km²), a teljes szegélyhossz (1298,23 km) és a formasűrűség (0,22 forma/km²) értékek (5.3. táblázat). Alak-indexük (2,25) a legmagasabb az osztályok között, amely összetett, felszabdalt formákra utal. Második legmagasabb teljes térfogat értékük (0,21 km³) jelzi, hogy mérsékeltebb kitöltöttségük ellenére méretüknél fogva jelentős mennyiségű homokot tartalmaznak. A legközelebbi szomszéd közepes távolsága viszonylag alacsony (333 m), amely arra utal, hogy a magas foltszámú osztály tagjai csoportokba tömörülve is előfordulnak. Szinte kizárólag a 2. hierarchia-szintbe tartoznak, csak, ahol mind a négy hierarchia-szint kialakult, ott néhány előfordul a kiemeltebb 3. hierarchia-szintben is.

5.3. táblázat: A pozitív formák morфомetriai osztályai közötti különbség a tájmetriai adatokkal jól jellemezhető.

Tájmetriai mutató	Pozitív buckák morфомetriai típusai						
	szárma- radvány, maradék- gerinc	Parabola bucka					garma- da
		Nagy méretű		Közepes méretű			
		félíg kitöltött	kitöltet- len	kitöltött	félíg kitöltött	kitöltet- len	
Formák teljes területe (km ²)	63,14	65,65	79,20	75,81	36,64	8,65	4,85
Borítottság (%)	3,92	4,08	4,92	4,71	2,28	0,54	0,30
Formaszám (db)	1 154	42	355	894	971	496	492
Átlagos formaszám (forma/km ²)	18,28	0,64	4,48	11,79	26,50	57,36	101,54
Formasűrűség (forma/km ²)	0,72	0,03	0,22	0,56	0,60	0,31	0,31
Formaméret középértéke (km ²)	0,05	1,56	0,22	0,08	0,04	0,02	0,01
Formaméret szórása (km ²)	0,07	2,14	0,15	0,05	0,02	0,01	0,01
Teljes szegélyhossz (km)	1 552,04	357,91	1 298,23	1 434,73	1 083,47	390,82	213,11
Szegélyhossz középértéke (km)	1,34	8,52	3,66	1,60	1,12	0,79	0,43
Átlagos szegélyhossz (km/km ²)	24,58	5,45	16,39	18,93	29,57	45,20	43,98
Szegélysűrűség (km/km ²)	0,96	0,22	0,81	0,89	0,67	0,24	0,13
Alak-index középértéke	1,70	2,10	2,25	1,59	1,62	1,70	1,31
Teljes térfogat (km ³)	0,11	0,36	0,21	0,12	0,04	0,008	0,004
Legközelebbi szomszéd közepes távolsága (m)	228	1 316	333	241	290	427	565

A közepes méretű parabolabuckákat (1000 m > I > 160 m) T/I arányuk, azaz kitöltöttségük alapján három osztályba soroltam. Legbővebb homokutánpótlással a *közepes, kitöltött parabolabuckák* rendelkeztek. Ezek a formák változatos méretűek (I = 161-997 m, T/I = 110-1023 m, 5.2. táblázat), nagy számban fordulnak elő (összes forma 21 %-a), elszórta helyezkednek el (5.2. ábra), és a terület 4,7%-át foglalják el. A formák teljes területe (75,81 km²) és a borítottság nemcsak a közepes parabolák között, de az összes bucka közül a második legnagyobb (5.3. táblázat), amely kifejezi, hogy kisebb méretük ellenére, de nagy számuk miatt jelentős területet foglalnak el. Formaméretük középértéke (0,08 km²), teljes szegélyhosszuk (1434,73 km) és a szegélyhossz középértéke (1,60 km) a közepes buckák közül a legnagyobb, amely arra utal, hogy több homokot tartalmaznak. Alacsonyabb szegélyszűrűségük (0,89 km/km²) jelzi, hogy alakjuk gömbölyded, azaz kitöltöttek. Ezt az alak-index (1,59) is jól kifejezi, amely csak a garmadáknál alacsonyabb. A felhalmozott homokanyag mennyisége (teljes térfogat = 0,12 km³) nagyobb, mint a többi közepes méretű bucka és a garmadák térfogatának összege, tehát ennek a formacsoportnak a tagjai igen jelentős mennyiségű homokot raktározhatnak. Nagyobb teljes területük és borítottságuk ellenére a legközelebbi szomszédok közepes távolsága (241 m) alig marad el a közepes, félíg kitöltött parabolákétól, vagyis ebben az osztályban a csoportokba rendeződés jellemző. A hierarchiát tekintve többségük az egyszerű buckák közé tartozik, de a 2. hierarchia-szintben is gyakoriak.



5.2. ábra: A pozitív formák morfológiai osztályai és elhelyezkedésük a mintaterületen, valamint a buckák aránya az egyes osztályokban.

Mérsékelt homokutánpótlással jellemezhetők a *közepes méretű, félig kitöltött parabolabuckák* ($I = 161-998$ m, $T/I = 62-110$ m, 5.2. táblázat), amelyek a parabolák legnagyobb hányadát (22 %) adják. Ugyan közel hasonló számban fordulnak elő, mint a közepes, kitöltött parabolabuckák, kisebb kitöltöttségük miatt a területnek csak fele akkora részét, 2,3 %-át foglalják el. Ennek megfelelően pedig teljes területük ($36,64 \text{ km}^2$), formaméretük ($0,04 \text{ km}^2$), csupán kb. fele, míg szegélyhosszuk ($1,12 \text{ km}$) és szegélysűrűségük ($0,67 \text{ km/km}^2$) is jelentősen alacsonyabb, mint az előző osztály értékei (5.3. táblázat). Magasabb alak-indexük ($1,62$) jól kifejezi, hogy megnyúltabbak, összetettebb alakúak, azonban a közepesebb, kitöltetlen formáknál kisebb az érték, tehát azokhoz képest zömökebb buckák tartoznak ide. Teljes térfogatuk ($0,04 \text{ km}^3$) harmada a kitöltött, de ötször annyi, mint a kitöltetlen osztályé, tehát a homokutánpótlásuk mérsékelt volt, mint a hasonló méretű kitöltött parabolabuckáknak, azonban még mindig jelentős mennyiségű homokot tartalmaznak. A legközelebbi szomszédok egymástól alig távolabb kötődtek meg (290 m), mint kitöltötteknél, viszont jóval közelebb helyezkednek el, mint a kitöltetleneknek, amely csoportosulásra utalhat. Minden hierarchia-szintben előfordulnak, szintén az egyszerű buckák a leggyakoribbak, de sok a 2. hierarchia-szinthez tartozik.

Kevés homokutánpótlással rendelkeztek a *közepes méretű, kitöltetlen parabolabuckák* ($I = 161-995$ m, $T/I = 22-62$ m, 5.2. táblázat), amelyek már csak az összes forma 11 %-át adják (5.2. ábra), és a területnek csupán 0,5%-át foglalják el. Kitöltetlenségüket és kis méretüket jellemzi, hogy teljes terület ($8,65 \text{ km}^2$), borítottság és formaméret ($0,02 \text{ km}^2$) értékeiknél csak a hasonló arányban előforduló garmadák értéke alacsonyabb. A kiugróan magas átlagos szegélyhossz ($45,20 \text{ km/km}^2$) kifejezi, hogy igen összetett alakú formák alkotják ezt az osztályt. A buckák összetettségét, azaz a megnyúlt száruk létrejöttét jól kifejezi az alak-index magas értéke ($1,70$) is, amely nagyobb, mint a többi közepes parabolabuckáé és az igen megnyúlt szármadaradványok és maradékgerincek átlagával azonos (5.3. táblázat). Teljes térfogat értékük ($0,008 \text{ km}^3$) messze elmarad a többi osztálytól, alig ötöde a közepes, félig kitöltött parabolabuckák értékének, tehát igen kevés homokot tartalmaznak. Legközelebbi szomszédok közepes távolsága (427 m) azt mutatja, hogy szétszórtan helyezkednek el, csoportokat jellemzően nem alkotnak. Leginkább a 2-3. hierarchia-szintben fordulnak elő.





A legkisebb íves formák a *garmadák* ($I = 28-159$ m, 5.2. táblázat), amelyekhez ugyan csupán a pozitív formák 11%-a tartozik (5.2. ábra). A garmadák teljes területe ($4,85 \text{ km}^2$) jelentősen elmarad a többi osztályétól (5.3. táblázat), a kistáj területének is mindössze 0,3%-át adják. Alacsony borítottság, magas formasűrűség ($0,31 \text{ forma/km}^2$) értékeik, igen alacsony formaméret középértékük ($0,01 \text{ km}^2$) és szórásuk ($0,01 \text{ km}^2$), alacsony teljes ($213,11 \text{ km}$) és közepes szegélyhosszuk ($0,43 \text{ km}$), valamint szintén alacsony szegélysűrűségük ($0,13 \text{ km/km}^2$) jól leírja, hogy kis méretváltozatosságot mutató, egységesen igen apró buckák tartoznak ide. Alak-indexük ($1,31$) az osztályok közül a legkisebb, ami azt jelenti, hogy ezek a legkerekdedebb, legszabályosabb és legkevésbé felszabdalt formák. Kis méretüknek megfelelően teljes térfogatuk ($0,004 \text{ km}^3$) is kicsi, a közepes, kitöltetlen parabolabuckák térfogatának is csupán fele, vagyis nagyon kevés homok kötődött meg a garmadákban. Második legmagasabb a legközelebbi szomszéd távolságuk (565 m), ami arra utal, hogy bár általában az akkumulációs zónák feji részén, és rendszerint a 4. hierarchia szintben találhatók, a csoportosulás nem jellemző rájuk.

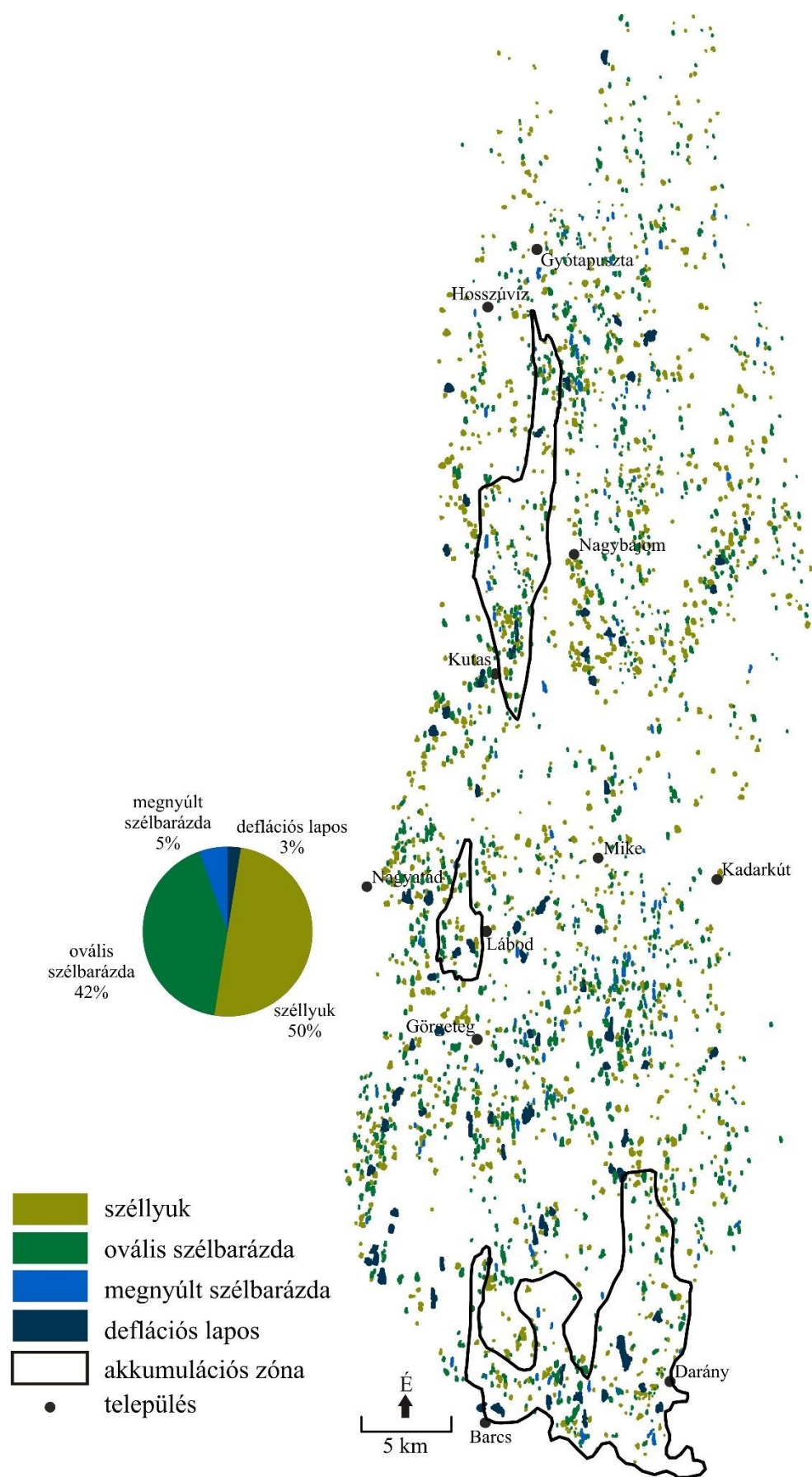
5.1.3. A negatív homokformák morfológiai osztályai és térbeli elrendeződése

A vizsgálat során összesen 2911 negatív homokformát azonosítottam és határoltam le. A negatív formák hierarchia-szinteket nem alkotnak, így csak morfológiai paraméterek alapján csoportosítottam őket összesen 4 osztályt kialakítva.

A *széllyukak* kisebb, kerekded formák, ide tartozik a mintaterület formáinak többsége, az összes negatív forma 50% (1449 db, 5.3. ábra). Területük kisebb, mint $83\,000\text{ m}^2$ (5.4. táblázat), hosszúságuk nincs kétszer akkora, mint szélességük ($H/Sz < 2$). Mélységük általában 1 m, csupán néhány mélyebb (2-3 m) széllyuk alakult ki. A magas formaszám miatt a teljes terület ($21,54\text{ km}^2$), a borítottság (1,34 %), a formasűrűség ($0,90\text{ forma/km}^2$), a teljes szegélyhossz ($657,13\text{ km}$) és a szegélysűrűség ($0,41\text{ km/km}^2$) értékek itt a legmagasabbak. A deflációs laposoktól messze elmaradó, a szélbarázdákhoz hasonló (5.5. táblázat) közepes formaméret ($0,01\text{ km}^2$) és szegélyhossz ($0,45\text{ km}$) jelzi, hogy kisméretű mélyedések tartoznak ide, bár méretük szórása ($0,02\text{ km}^2$) valamivel nagyobb, mint a szélbarázdáké. Az elnevezést adó kerekded alakjukat jól mutatja 1,0-hez közeli alak-indexük. Ahol a terület nedvesebb volt, a kötött anyagot csak kis foltokban tudta megbontani a szél, kialakítva ezeket a kerekded formákat. A legtöbb homokot a széllyukakból szállította el a szél, hiszen az osztály teljes térfogata a legnagyobb ($0,007\text{ km}^3$). A magas formaszám miatt a legközelebbi szomszédok közel találhatók egymáshoz (299 m). Tehát apró, egyenletesen szétszórott foltokból fújta ki a szél a homok nagy részét, ami arra utal, hogy a homokmozgások idején is viszonylag kötött volt a homok, szélirányban sem tudta tovább mélyíteni a lyukakat a szél. Ennek oka a többi magyarországi futóhomok-területhez viszonyított nedvesebb klíma lehet (Marosi 1970, Náfrádi 2011).

5.4. táblázat: A negatív formák osztályainak egy-egy típuspéldája és az osztályok jellemző morfológiai paraméterei

Negatív formák típusai	Forma	Csoportosításuk paraméterei	Terület (km^2)	Hosszúság /Szélesség arány	Mélység (m)	Térfogat (m^3)
széllyuk		$T_n < 83\,000\text{ m}^2$ $H/Sz < 2$	min: 0,0002 max: 0,082 átlag: 0,014	min: 0,22 max: 1,98 átlag: 1,44	min: 1 max: 4 átlag: 1	min: 85 max: 50 982 átlag: 5 191
ovális szélbarázda		$T_n < 83\,000\text{ m}^2$ $2 < H/Sz < 4$	min: 0,0003 max: 0,081 átlag: 0,014	min: 2,01 max: 3,98 átlag: 2,66	min: 1 max: 4 átlag: 1	min: 119 max: 28 983 átlag: 5 090
megnyúlt szélbarázda		$T_n < 83\,000\text{ m}^2$ $H/Sz > 4$	min: 0,002 max: 0,066 átlag: 0,015	min: 4,02 max: 9,7 átlag: 5,1	min: 1 max: 2 átlag: 1	min: 681 max: 42 750 átlag: 5 655
deflációs lapos		$T_n > 83\,000\text{ m}^2$	min: 0,083 max: 0,585 átlag: 0,139	min: 0,76 max: 8,73 átlag: 2,25	min: 1 max: 2 átlag: 1	min: 27 731 max: 195 013 átlag: 47 321



5.3. ábra: A negatív formák morfológiai osztályai és elhelyezkedésük a mintaterületen, valamint a buckák aránya az egyes osztályokban.

Hasonlóképpen apró, azonban enyhén megnyúlt formák az *ovális szélbarázdák*, amelyek szintén nagy számban (1222 db, 42%) fordulnak elő a mintaterületen (5.3. ábra). Méretük hasonló a széllyukakéhoz (5.4. táblázat), de hosszúságuk kétszer-négyszer akkora, mint szélességük ($2 \leq H/Sz \leq 4$). Ahol a homok valamivel szárazabb volt, a széllyukak hosszirányban megnyúlhattak, és kialakultak az ovális szélbarázdák. A magas formaszám jelzi, hogy gyakran fennálltak a kialakulásukhoz szükséges feltételek. Ebből kifolyólag teljes területük (18,01 km²), borítottságuk (1,12%), formasűrűségük (0,76 forma/km²), szegélyhosszuk (624,7 km) is magas ugyan, de általában nem éri el a széllyukak értékeit (5.5. táblázat). Közepes méretük alacsony értéke (0,01 km²) alapján kis formák tartoznak ebbe az osztályba, a méretek kismértékű szórása (0,01 km²) pedig azt mutatja, hogy a csoporton belül nagy a hasonlóság. Alak-indexük (1,30) jóval magasabb, mint a széllyukaké, tehát szabálytalanabb, megnyúltabb formák. Teljes térfogatuk (0,006 km³) viszonylag magas, vagyis a kistájon megmozgatott homok jelentős része ezekből formákból származik. Ennek ellenére mélységük – hasonlóan a széllyukakhoz – általában 1 m, ritkán 2-3 m mélyre is ki kimélyülhettek. A magas formaszámból adódóan egymáshoz viszonylag közel helyezkednek el (321 m), de szétszórtan fordulnak elő.

5.5. táblázat: A negatív formák morfológiai osztályaira jellemző tájmetriai paraméterek

Tájmetriai mutató	Negatív formák típusai			
	széllyuk	ovális szélbarázdá	megnyúlt szélbarázdá	deflációs lapos
Formák teljes területe (km ²)	21,54	18,01	2,54	11,06
Borítottság (%)	1,34	1,12	0,16	0,69
Formaszám (db)	1 449	1 222	161	79
Formasűrűség (forma/km ²)	0,90	0,76	0,10	0,05
Átlagos formaszám (forma/km ²)	67,28	67,86	63,45	7,14
Formaméret középértéke (km ²)	0,01	0,01	0,02	0,14
Formaméret szórása (km ²)	0,02	0,01	0,01	0,07
Formák teljes szegélyhossza (km)	657,13	624,70	110,41	156,42
Szegélyhossz középértéke (km)	0,45	0,51	0,69	1,98
Átlagos szegélyhossz (km/km ²)	30,51	34,69	43,51	14,14
Szegélysűrűség (km/km ²)	0,41	0,39	0,07	0,10
Alak-index középértéke	1,16	1,30	1,65	1,51
Teljes térfogat (km ³)	0,007	0,006	0,0009	0,004
Legközelebbi szomszéd közepes távolsága (m)	299	321	1 009	1 340

A hosszanti irányban leginkább megnyúlt formák a *megnyúlt szélbarázdák*, amelyekből csupán 161 db (5%) található a mintaterületen (5.3. ábra), így teljes területük (2,54 km²), borítottságuk (0,16%), teljes szegélyhosszuk (110,41 km) és szegélysűrűségük (0,07 km/km²) értéke is elmarad a többi osztály értékeitől (5.5. táblázat), formasűrűségük (0,10 forma/km²) pedig csak az igen kis számban előforduló, de nagy területű deflációs laposokénál nagyobb. Méretük valamivel nagyobb, mint az ovális szélbarázdáké és a széllyukaké (5.4. táblázat). Hosszuk legalább négyszer akkora, mint szélességük ($H/Sz > 4$). A megnyúlt szélbarázdák azokon a területeken jellemzők, ahol a kötöttebb homokot oldalirányban nem tudta elhordani a szél a formát kiszélesítve, de a szélcsatorna hatás miatt a felgyorsuló áramlás hosszabb szakaszon szállíthatott el anyagot. A széllyukakénál és az ovális szélbarázdákénál magasabb átlagos területük (0,02 km²) és szegélyhosszuk (0,69 km) jelzi, hogy míg a szélességük hasonló, addig főleg a hosszanti tengely menti megnyúlás során növekedtek és egymáshoz hasonló formák jöttek létre, mivel méretük szórása kicsi (0,01 km²). A megnyúlt alakot mégis az alak-index igen magas értéke (1,65) írja le a legjobban. Legnagyobb részük 1 m mélységű, 2

m-re a felszínbe csupán 8 db (5%) mélyült. Sekély mélységükből és kis számukból eredően az ilyen formákból összességében igen kevés homok került elszállításra (térfogat = 0,0009 km³), de nagyobb méretükből kifolyólag lokálisan jelentős homokforrásnak számíthattak. A legközelebbi szomszédok közötti távolság átlaga magas (1 009 m), tehát a kistájon szétszórva helyezkednek el a megnyúlt szélbarázdák.

A *deflációs laposok* a legnagyobb méretű negatív formák ($T > 83\,000\text{ m}^2$), azonban viszonylag kis számban fordulnak elő, a mintaterületen mindösszesen 79 db (3%) található (5.3. ábra). Alacsony számuknak az oka, hogy a csapadékos éghajlat a nagyméretű kifúvásos formák létrejöttének nem kedvez (Lóki 1981). Nagy kiterjedésűek (5.4. táblázat), de sekélyek, hiszen mélységük – egyetlen 2 m mély formát kivéve – csupán 1 m. Teljes területük (11,06 km²), borítottság értékük (0,69%), formasűrűségük (0,05 forma/km²), teljes szegélyhosszuk (156,42 km), és sűrűségük (0,10 km/km²), valamint teljes térfogatuk (0,004 km³) a legkisebb vagy közel a legkisebb a többi negatív formához viszonyítva (5.5. táblázat). Ott alakulhattak ki, ahol viszonylag nagy, egybefüggő területről a szél elszállíthatta a kötetlen homokot. Ennek megfelelően formaméretük (0,14 km²) és szegélyhosszuk középértéke (1,98 km) kiugróan magas, azonban a változatos környezeti viszonyokat jól mutatja, hogy formaméretük szórása (0,07 km²) is igen nagy. Alak-index értékük (1,51) a második legmagasabb, mely arra utal, hogy szabálytalan alakúak. A legközelebbi szomszédok közötti nagy távolság (átlagosan 1340 m) mutatja, hogy egymástól távol, szétszórta helyezkednek el.

5.1.4. A pozitív és negatív formák morfológiai térbeli összehasonlítása

A pozitív formáknál megfigyelt hierarchia (5.1.1. fejezet) arra utal, hogy több homokmozgási fázis során alakult Kelet-Belső-Somogy felszíne. A homokmozgások felszabdalthatták a korábban stabilizálódott nagyobb buckákat is, amelynek a bizonyítéka, hogy 385 negatív forma (az összes 13%-a) mélyül valamilyen pozitív formába, amíg a negatív formák többsége, 87% (2526 db forma) a buckaközi területeken megjelenő erózió során mélyült ki. Tehát a buckagenerációk kialakulásakor a homok kis távolságot megtéve, helyben rendeződhetett át az újabb és újabb szélesemények során. A buckák morfometriai osztályait (5.1.2. fejezet) tekintve a negatív formák többsége nagy parabolabuckákba mélyül (81%, 5.6. táblázat). Ezek a terület legnagyobb és valószínűleg legidősebb formái, tehát a későbbi homokmozgások során több alkalommal is felszabdálódtak, átalakították őket a kisebb formák. A kiterjedtebb, több homokot tartalmazó nagy, félig kitöltött parabolabuckákba a formákba mélyülő negatív formák 46%, míg a kisebb, kevesebb homokutánpótlással rendelkező nagy, kitöltetlen parabolákba 35%-uk mélyült. A közepes méretű parabolákban már csak 13% található, itt is megfigyelhető, hogy a kitöltött formákat több (10%), a félig kitöltötteket kevesebb (2%) és a kitöltetleneket érte a legkevesebb (1%) utólagos szélmarás. Garmadába nem mélyül egy forma sem, ami arra utal, hogy ezek lehetnek a legfiatalabb formák, amit bizonyít kiemelt helyzetük is. A maradékgerincek is valamelyest felszabdálódtak, hiszen a buckába mélyülő negatív formák 6% ezeket a hosszanti formákat alakította át (5.6. táblázat).

A széllyukak közül kevés, csupán 195 db forma (14%) mélyül valamilyen homokbuckába (5.6. táblázat). Buckatípusokra lebontva a széllyukak többsége nagyméretű, félig kitöltött parabolabuckába mélyed (81 db), de sok közülük a nagyméretű, kitöltetlen parabolákat tagolja fel (66 db). A közepes méretű formákba már jóval kevesebb széllyuk mélyült (34 db), a legtöbb itt is a kitöltött formákat szabdalta fel (29 db), amíg a maradékgerinceket már csupán 14 db széllyuk tagolja. A buckába mélyülő ovális szélbarázdák többsége a széllyukhoz hasonló nagyméretű, félig kitöltött

parabolabuckába mélyül (79 db), de nagy számmal találhatók a nagyméretű, kitöltetlen buckákon (58 db) és a maradékgerinceken (12 db) is, azonban jóval kisebb számban a közepes méretű parabolákon (14 db található, 9 kitöltött parabolabuckán, 5.6. táblázat). A megnyúlt szélbarázdák közül 14% (23 db) mélyült pozitív formákba, amelyek közül mindegyik nagyméretű parabolabuckát tagol; félig kitöltött formában valamivel több (13 db) alakult ki, mint kitöltetlenben (10 db, 5.6. táblázat). A legnagyobb méretű negatív formák, a deflációs laposoknak csak 4%-a (3 db) mélyült buckába. Mindhárom nagy, kitöltött parabolabucka, amelynek a feji része fújódott ki valószínűleg utólagos, zavaró hatás következtében.

5.6. táblázat: Pozitív formába mélyülő negatív formák száma és eloszlásuk a pozitív forma morfometriai osztályai szerint

negatív formák morfometriai osztályai	összesen buckába mélyülő	pozitív buckákba mélyülő negatív formák száma (db)						gar- mada
		szárma- radvány, maradék -gerinc	parabola bucka					
			nagy méretű		közepes méretű			
			félig kitöltött	kitöltet- len	kitöltött	félig kitöltött	kitöltet -len	
széllyuk	195 db	14 db	81 db	66 db	29 db	4 db	1 db	-
ovális szélbarázda	164 db	12 db	79 db	58 db	9 db	4 db	2 db	-
megnyúlt szélbarázda	23 db	-	13 db	10 db	-	-	-	-
deflációs lapos	3 db	-	3 db	-	-	-	-	-
összes negatív forma	385 db	26 db	176 db	134 db	38 db	8 db	3 db	

A vizsgálat során a legalapvetőbb tájmetriai mutatóként kiszámoltam a formák összterületét (pozitív: 333,93 km², negatív: 53,14 km²), és a kistáj területét (1610,14 km²) is, ami a formákat és a formamentes területeket is magába foglalja (5.7. táblázat). Pozitív formák a mintaterület 20,7%-át, míg a negatív formák csupán a 3,3%-át borítják. A mintaterületen összesen 4404 pozitív forma, míg 2911 negatív forma található, tehát a formasűrűség a kistájon 2,74 pozitív forma/km² és 1,81 negatív forma/km². Az átlagos formaszám kiszámításánál a formák számát a formák összterületéhez viszonyítottam, így a negatív formák átlagos száma (54,78 forma/km²) jóval nagyobbak adódott, mint a pozitívoké (13,19 forma/km²), amely a formasűrűséggel együtt arra utal, hogy sok, apró negatív forma, illetve nagyobb és összetettebb pozitív formák borítják a mintaterületet. A méretbeli különbséget a formák átlagos mérete (pozitív: 0,08 km², negatív: 0,02 km²) jól kifejezi, tehát több kisebb területről kifújódott anyag építhetett fel egy-egy nagyobb pozitív formát. Azonban, a formák méretének szórása, azaz változatosságuk egy nagyságrenddel nagyobb a pozitív buckáknál (0,27 km²), mint a negatívoknál (0,03 km²), vagyis a kis formákból mozgásba lendülő homokanyag nem mindenhol állt össze nagyobb formákká, hanem apró buckákat alkotva is megkötődhetett. Ez az érték indokolja, hogy a pozitívokat hét, míg a negatívokat csak négy csoportba osztottam fel a morfometriai osztályozás során (5.1.2. és 5.1.3. fejezet).

A formák összes szegélyhossza a pozitív formák esetében (6 330,3 km) többszöröse a negatívokénak (1 548,66 km), hasonlóan a szegélyhossz középértékéhez (pozitív: 1,44 km, negatív: 0,53 km), melynek oka a nagyobb formaszám és az összetettebb, felszabdaltabb alak. A szegélyssűrűség közötti különbség is jól jelzi ezt, mely a pozitívoknál 3,9 km/km², míg a negatívoknál csupán 0,9 km/km².

A kerület-terület arány középértéke a negatív formák esetében (0,05) valamivel szabálytalanabb alakra utal, mint a pozitívoknál (0,03), amely azzal magyarázható, hogy több közöttük a megnyúlt forma, míg a buckák inkább kompaktabb alakzatok. Ezzel szemben a közepes alak-index magasabb a pozitív formáknál (1,67), mely komplexebb buckákat jelent, mint a megnyúlt, de alig felszabdalt szegélyű negatív mélyedések alacsony értéke (1,26). A fraktáldimenzió középértéke lényegében azonos (1,34, ill.

1,33), tehát a területüket is figyelembe véve mindkét réteg formái hasonlóan szabálytalanok. A kapott érték alacsonynak mondható, amelynek oka, hogy a buckák és a mélyedések egységes formák, száraik viszonylag rövidek, egyéb nyúlványaik pedig általában nincsenek.

5.7. táblázat: A pozitív és a negatív formák összehasonlítása tájmetriai mérőszámok segítségével

Tájmetriai mutató	Pozitív formák		Negatív formák
Kistáj területe (km ²)	1 610,14		
Formák teljes területe (km ²)	333,93		53,14
Borítottság (%)	20,74		3,30
Formaszám (db)	4 404		2 911
Formasűrűség kistáj szinten (forma/km ²)	2,74		1,81
Átlagos formaszám (forma/km ²)	13,19		54,78
Formaméret középértéke (km ²)	0,08		0,02
Formaméret szórása (km ²)	0,27		0,03
Formák teljes szegélyhossz (km)	6 330,30		1 548,66
Szegélyhossz középértéke (km)	1,44		0,53
Szegélysűrűség (km/km ²)	3,93		0,96
Átlagos szegélyhossz (km/km ²)	18,95		29,14
Alak-index középértéke	1,67		1,26
Kerület-terület arány középértéke	0,03		0,05
Fraktáldimenzió középértéke	1,34		1,33
Teljes térfogat (km ³)	0,85		0,02
	morf. osztály	hierar. szint	morf. osztály
Morfometriai osztályok v. hierarchia-szintek száma (db)	7	5	4
Shannon-féle diverzitás index	1,71	0,97	1,20
Shannon-féle egyenletesség	0,88	0,60	0,87
Dominancia	0,24	0,64	0,18
Legközelebbi szomszéd közepes távolsága (m)	44		170
Legközelebbi szomszéd közepes távolsága osztályonként (m)	323	119	376

Mivel az eolikus formák valójában nem csupán foltok, hanem három-dimenziós objektumok a tájban, így közelítő térfogatuk is meghatározható. A pozitív formák térfogata (0,85 km³) kb. ötvenszerese a negatív formákénak (0,02 km³). A nagy eltérés részben a térfogatszámítás módszertanából, részben a formák fejlődéstörténetéből ered. A térfogatszámítás hibái származhatnak (1) a térképek pontatlanságából, mely akár 2-3 m is lehet (Divényi 2001); (2) abból, hogy a formák térfogatát kúpként számítottam ki az alapjuk és a legmagasabb/legmélyebb pontjuk alapján; illetve (3) az automatizált leválogatás során csak a lefolyástalan mélyedéseket vettem negatív formáknak, azonban ezek lehettek jóval nagyobb területűek, valamint nem lefolyástalan eróziós területek is kialakulhattak (Lóki 1981), amelyek így kimaradtak a vizsgálatból. Azonban a nagy térfogatbeli különbség magyarázata lehet az is, hogy az eolikus fejlődés során nemcsak a negatív formák, hanem a formamentes területek is erodálódtak (Marosi 1970), illetve érkezhettek homok a kistájon kívüli területekről is (Lancaster 1995), valamint a mélyedések a későbbi homokmozgások, geliszoliflukciós folyamatok és areális leöblítés során részben vagy egészben feltöltődhetek (Lóki 1981).

A diverzitási index csak a formák osztályozása után számolható ki. A kutatás során a pozitív formákat egymásra épülésük alapján 5 hierarchia-szintbe, míg alakjuk alapján 7 morfometriai osztályba soroltam, míg a negatív formák 4 morfometriai osztályt alkotnak. Így a pozitív formákra vonatkozó diverzitás indexeket mindkét osztályozás szerint kiszámoltam és értékeltem. A Shannon-féle diverzitás index értéke a pozitív formák morfometriai osztályainál a legmagasabb (1,71), részben azért, mert itt található

a legtöbb osztály, illetve mivel a formátípusok térbeli eloszlása viszonylag egyenletes. Bár a legkevesebb osztály a negatív formáknál került elkülönítésre, a formák eloszlása az osztályok között jóval egyenletesebb, így a diverzitás indexe magasabb (1,20), mint a pozitív formák eggyel több osztályt tartalmazó hierarchia-szintjeinél (0,97). A Shannon-féle egyenletesség index a hierarchia-szinteket vizsgálva a legalacsonyabb (0,6), mivel az egyszerű buckák az összes terület sokkal nagyobb részét (közel 60%) teszik ki, mint az összetett buckák. A morfometriai osztályokat vizsgálva a negatív (0,87) és a pozitív formáknál (0,88) is hasonló értékeket kaptam, amely jelzi, hogy a morfometriai osztályok eloszlása egyenletesebb, az egész tájat vizsgálva és a területi súlyozást figyelembe véve egyik morfometriai típus sem kiugróan domináns. Ezt legjobban a morfometriai osztályok dominancia értékei mutatják, mely a legalacsonyabb a negatív formák morfometriai osztályainál (0,18), tehát a formátípusok térbeli eloszlása itt a legegyszerűsebb, de a pozitív morfometriai osztályoknál is csak valamivel magasabb (0,24). A pozitív formák másik csoportosítását, a hierarchia-szinteket figyelembe véve azonban jól látható, hogy a különböző hierarchia-szintekhez tartozó buckák közül az egyszerű buckák erősen dominálnak a tájban (0,64, 5.7. táblázat)).

A legközelebbi szomszéd távolsága a formák izoláltságát jellemzi. A negatív formák átlagértéke (170 m) közel négyszerese a pozitív formák átlagértékének (44 m), amely azt jelzi, hogy a negatív formák sokkal szétszórtabban helyezkednek el, egymástól távol és önmagukban állnak. Ezzel szemben a pozitív formákra jellemző a tömörülés: egymás közelében, sokszor egymással érintkezve vagy egymásra települve alakultak ki. Az azonos hierarchia-szintek tagjai között az átlagérték valamivel magasabb (119 m), mint a buckák összességére vonatkoztatva, mivel az összetett buckák elszigetelt csoportokban helyezkednek el, az azonos típusú legközelebbi szomszéd gyakran egy másik, távoli csoportban található. Azonban az egyszerű buckák korábban leírt dominanciája miatt a morfometriai és a hierarchia csoportok átlagértékei közül a hierarchia-szinteket figyelembe véve találhatók a formák egymáshoz a legközelebb, hiszen a domináns egyszerű buckák egymás mellett, sokszor sorokban alakultak ki. A negatív (376 m) és a pozitív formák (323 m) morfometriai osztályainál a dominancia kevésbé jellemző, ezért bár egyenletesen, de egymástól távolabb helyezkednek el a tájban.

5.1.5. A kistáj morfológiai zónái

A pozitív formáknál leírt hierarchia-szintek elrendeződése alapján *morfológiai zónák* különíthetők el a kistájon. Három olyan terület figyelhető meg, ahol a teljes hierarchia (1.-4. szintig) előfordul, tehát itt az akkumulációs folyamatok dominálhattak. Helyzetük szerint ezért megkülönböztettem északi, középső és déli akkumulációs zónákat (5.1. ábra). A kistáj többi része pedig egy eróziós-transzportációs zónaként vagy mátrixként értelmezhető, amely körbeveszi az akkumulációs zónákat és a homok szállítódása közben megkötődött formák, maximum 1. és 2. hierarchia-szintek kialakulása jellemzi. Az akkumulációs zónák környezetükhöz képest kiemelt helyzetben vannak; 1.hierarchia-szinthez tartozó, nagy méretű, félig kitöltött parabolabuckák alkotják a magjukat, és az átlagos buckasűrűség 5,1 forma/km², ahol a formák a zónák területének 59 %-át fedik. Ezzel szemben az eróziós-transzportációs zónában csak 2,5 forma/km² a buckasűrűség, a formák pedig csak a terület 16 %-át borítják.

Az akkumulációs és az eróziós-transzportációs zónák jellemzése, összehasonlítása során az egyes zónákban található pozitív formák adatait használtam, hiszen a zónák elkülönítése is a buckák hierarchia-szintjei és a formák csoportosulása alapján történt (5.1.1 fejezet). Az akkumulációs zónák területének 54-67%-át borítják buckák, míg az eróziós-transzportációs zónában ez az érték csupán 16 %. A negatív

formákat többsége (83%, 2413 db forma) – az eolikus folyamatok dinamizmusának megfelelően – az eróziós-transzportációs mátrixban található. Ugyanakkor 498 db negatív forma (az összes 17%-a) az akkumulációs zónákban alakult ki, amely arra utal, hogy több eolikus fázisban mozgott a homok Kelet-Belső-Somogyban és az újabb homokmozgások részben átalakították a korábbi formakincset, létrehozva így az akkumulációs zónákat. A buckákat felszabdáló mélyedések 64%-a (249 db negatív forma) mélyül olyan buckába, amely az akkumulációs zónák valamelyikében helyezkedik el. A széllyukak többsége (83%) az eróziós-transzportációs mátrixban alakult ki, csak 17%-uk, azaz 248 db széllyuk található az akkumulációs zónákban. A buckába mélyülő széllyukak közül csak 9%-a (126 db) található az akkumulációs zónákban. Hasonlóan a széllyukakhoz, az ovális szélbarázdáknak is csak 17%-a található az akkumulációs zónában (204 db), és 13% (161 db) mélyül olyan dűnébe, amely az eróziós-transzportációs zónában van, valamint 9% (106 db) olyan dűnébe, amely az akkumulációs zónák valamelyikében található. A többi kisebb formához hasonlóan a megnyúlt szélbarázdák 17%-a (28 db) van az akkumulációs zónában, buckába pedig 14% (23 db) mélyült, amely buckák közül ismét csak 9% (14 db) található az akkumulációs zónákban. Az akkumulációs zónákban a deflációs laposok 23%-a helyezkedik el, azonban ez csak 3,5%-a az ott található negatív formáknak. Vagyis a többségük a eróziós-transzportációs zónában alakult ki, a defláció során innen szállíthatott el a buckák anyagának jelentős része.

Az *eróziós-transzportációs zóna* területe (1446,05 km²) kilencszerese, az ott található buckák területe (237,9 km²) pedig több mint kétszerese az akkumulációs zónák (összesen 164,08 km²), illetve az ott található buckák (96,03 km²) területének. Tehát a kistájon belül viszonylag nagy területen az eróziós-transzportációs folyamatok voltak jellemzők, ahol azonban akkumuláció is megjelent, bár a pozitív homokformák nagy száma ellenére csak kisebb területű formákban kötődött meg a homok (5.8. táblázat). A pozitív formák formasűrűsége jelentősen alacsonyabb az eróziós-transzportációs zónában (2,47 forma/km²), mint az akkumulációs zónákban (átlag 5,65 forma/km²). Ez mutatja az eróziós-transzportációs zóna eróziós jellegét, hiszen a pozitív formákkal való borítottsága alacsony (16%), míg a negatív formák 83 %-a itt található (formasűrűségük: 1,7 forma/km²). Bár az átlagos formaszám az eróziós-transzportációs zónában magasabb (15,03 forma/km²), mint az akkumulációs zónákban (11,77 forma/km², 9,74 forma/km², illetve 6,67 forma/km²), ennek oka, hogy sok olyan apró forma található itt, melyek a homokmozgás során gyorsan megkötődtek és így leszakadtak a vándorló buckákról. A formák átlagos mérete is az eróziós-transzportációs zónában a legkisebb (0,07 km²), bár az akkumulációs zónákban is csak 0,08-0,15 km² közötti, azonban az eróziós-transzportációs zónában igen kicsi a formaméret szórása (0,09 km²). Tehát az eróziós-transzportációs zónában csak kisméretű formák fordulnak elő, amelyek azonban felszabdaltak, kitöltetlenek, hiszen a szegélyhosszuk középértéke magasabb vagy hasonló (1,43 km), mint az északi (1,19 km) és a középső akkumulációs zónában (1,44 km), és az átlagos szegélyhossz is kiugróan magas itt (21,50 km/km²). A szegélyysűrűség alacsony (3,54 km/km²), fele-harmada az akkumulációs zónák értékeinek (9,42 km/km², 7,77 km/km², illetve 6,42 km/km²), ezért ez a mutató is igazolja az összetettebb formaalakot. A zónák jellege közötti különbséget a legjobban az alak-index fejezi ki, amely mindhárom akkumulációs zónában hasonló értéket mutat (1,62, 1,58 és 1,62), az eróziós-transzportációs zónában viszont magasabb (1,68). Az akkumulációs zónák összesen ugyan csak a teljes kistáj 10 %-át foglalják el, mégis az itt található formák tartalmazzák a buckák összterületének 48 %-át, vagyis a maradék 90%-on, az eróziós-transzportációs zónában kötődött meg a megmozgatott homoktömeg másik fele. Vagyis itt a szállítódás során visszamaradt, elszórt formákban kötődött meg a homok, és így kevésbé változatos felszín jött létre.

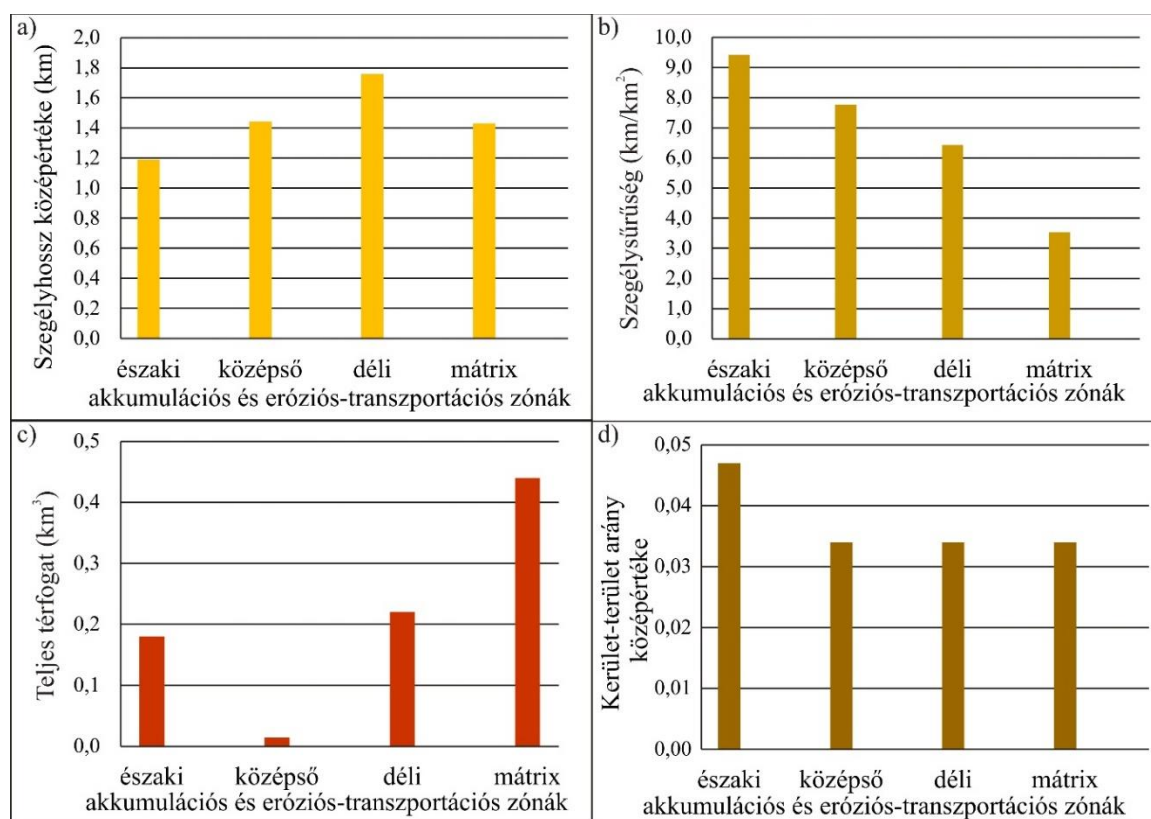
5.8. táblázat: Az akkumulációs zónák és az eróziós-transzportációs zóna tájmetriai mérőszámai

Tájmetriai mutató	akkumulációs zóna						mátrix	
	északi		középső		déli			
Vizsgált zóna területe (km ²)	48,72		11,88		103,48		1446,05	
Formák teljes területe (km ²)	32,81		6,57		56,65		237,90	
Borítottság (%)	67,33		55,31		54,74		16,45	
Formaszám (db)	386		64		378		3576	
Átlagos formaszám (forma/km ²)	11,77		9,74		6,67		15,03	
Formasűrűség (forma/km ²)	7,92		5,39		3,65		2,47	
Formaméret középértéke (km ²)	0,08		0,10		0,15		0,07	
Formaméret szórása (km ²)	0,54		0,31		0,65		0,09	
Formák teljes szegélyhossza (km)	458,96		92,32		664,67		5 114,35	
Szegélyhossz középértéke (km)	1,19		1,44		1,76		1,43	
Átlagos szegélyhossz (km/km ²)	13,99		14,05		11,73		21,50	
Szegélysűrűség (km/km ²)	9,42		7,77		6,42		3,54	
Alak-index középértéke	1,62		1,58		1,62		1,68	
Kerület-terület arány középértéke	0,05		0,03		0,03		0,03	
Fraktáldimenzió középértéke	1,35		1,33		1,33		1,34	
Teljes térfogat (km ³)	0,18		0,014		0,22		0,44	
	Morf. osztály	Hierar. szint	Morf. osztály	Hierar. szint	Morf. osztály	Hierar. szint	Morf. osztály	Hierar. szint
Morfometriai v. hierarchiai osztályok száma (db)	7	5	7	4	7	5	7	4
Shannon-féle diverzitás index	1,41	0,97	1,60	0,87	1,34	1,05	1,65	0,64
Shannon-féle egyenletesség	0,73	0,60	0,82	0,62	0,69	0,65	0,85	0,46
Dominancia	0,53	0,64	0,35	0,52	0,61	0,56	0,29	0,75
Legközelebbi szomszéd közepes távolsága (m)	7,6		16,1		15,7		52,1	
Legközelebbi szomszéd közepes távolsága osztályonként (m)	194	61	300	136	327	135	355	117

Az eróziós-transzportációs zónában és a középső akkumulációs zónában csupán 4 hierarchia-szint fordul elő, vagyis a legkiemeltebb, 4. szint hiányzik ezekből a zónákból. Ennek oka, hogy az eróziós-transzportációs zónában a szállítás közben nem torlódtak egymásra a formák, a homokanyag innen továbbítódott dél felé, így nem volt meg a legfelső szint kialakulásának a feltétele. Valamint valószínű, hogy a későbbi, kevésbé kiterjedt homokmozgási periódusok idején az alacsonyabb formák homokja nedvesebb maradt, így a kötöttebb anyagot nem tudta áthalmozni a szél. A középső akkumulációs zónában a 4. hierarchia-szint hiányának oka valószínűleg a zóna kis területéből és a folyók (Szabási- és Lábodi-Rinya) helyzetéből adódik (5.1. ábra), amelyek egyrészt korlátozták az akkumulációs zóna méretét, másrészt ez a rész kiemeltebb tengerszint feletti magasságban fekszik, ahol erősebb lehetett a szél, így korlátozott volt a magas buckák kialakulásának lehetősége. A kevesebb hierarchia-szintnek megfelelően a diverzitásindex is a középső akkumulációs zónában alacsonyabb (0,87), mint a másik két akkumulációs zónában (0,97 illetve 1,05), az eróziós-transzportációs zónáé pedig a legalacsonyabb érték (0,64). Az egymásra torlódott formák kisebb aránya arra utal, hogy a mátrixban az eróziós és transzportációs folyamatok kerültek előtérbe. Az eróziós-transzportációs zónában alacsony a hierarchia-szintekre számolt Shannon-féle egyenletesség index (0,46), amely a magas dominancia értékkel (0,75) együtt jelzi, hogy az egyszerű buckák dominálnak ebben a zónában. A morfometriai osztályokat tekintve a diverzitási index a magas formaszám miatt minden zónában magasabb, mint a hierarchia-szintekkel számolt index (5.8. táblázat). A morfometriai osztályoknál a dominancia kevésbé jellemző (0,29), de a származadványok és a közepes parabolabuckák nagy száma szintén utal az erőteljes eróziós és transzportációs folyamatokra a mátrixban. Az eróziós-

transzportációs zónában szétszórtnan elhelyezkedő pozitív formák jellemzők, hiszen átlagos távolságuk 52 m. Az akkumulációs zónákban ez az érték csupán 7,6-16,1 m, amelyek nem a kisebb terület miatt alacsonyabbak, hanem azért, mert itt a pozitív formák egymásra torlódtak, kapcsolódnak egymáshoz vagy egymás tetején, az ismertetett hierarchia-szintek szerint helyezkednek el.

Az *akkumulációs zónák* közül a legkisebb területű a középső akkumulációs zóna, ennek megfelelően a legkevesebb forma is itt található (64 db), bár itt a borítottság (55,31%) és a formasűrűség (5,39 forma/km²) viszonylag magas. A legnagyobb területű akkumulációs zóna a déli (103,48 km²), mégsem itt, hanem az északiban található a legtöbb forma (386 db), ennek megfelelően a borítottság (67,33%) és a formasűrűség (7,92 forma/km²) az északiban a legmagasabb. A formaméret középértéke szélirányban, azaz északról dél felé növekszik (0,08 km², 0,1 km² és 0,15 km²), vagyis a déli részeken nagyobb méretű pozitív formákban kötődött meg a homok. Mivel azonban a formaméret szórása is itt a legnagyobb (0,65 km²), vagyis különböző méretű formák találhatók, ami utalhat arra, hogy ebben a zónában torlódtak a legjobban egymásra a formák, tehát a délfelé vándorlás megállt, a formák pedig megkötődtek.



5.4. ábra: A pozitív formák tájmetriai paraméterei (a-d) arra utalnak, hogy szélirányban, vagyis dél felé egyre kitöltöttebbek a buckák, alapvonaluk kevésbé összetett, tehát több homokot kötődött itt meg

Bár a nagy formaszám miatt a déli, majd az északi akkumulációs zónában a legnagyobb a pozitív formák teljes szegélyhossza (664,67 km, illetve 458,96 km), a szegélyhossz középértéke szélirányban növekszik (5.4. a. ábra), jelezve, hogy egyre összetettebb pozitív formák alakultak ki a vándorlás, illetve az esetleges ismétlődő eolikus időszakokban a homokformák átdolgozása során. Az északi (13,99 km/km²) és a középső (14,05 km/km²) akkumulációs zónában közel hasonló az átlagos szegélyhossz, a déli zónában azonban alacsonyabb (11,73 km/km²), amelynek oka, hogy viszonylag nagy területen találhatók a formák. A szegélysűrűség szélirányban csökken (5.4. b. ábra),

vagyis dél felé egyre kitöltöttebbek a buckák, azaz több homokot tartalmaznak. Hasonló trendet mutat a kerület-terület arány középértékének csökkenése is (5.4. d. ábra), azonban a különbségek itt nem olyan nagyok. A buckák teljes térfogata az alacsonyabb formaszám ellenére a déli zónában a legmagasabb (5.4. c. ábra), mely alátámasztja, hogy itt kötődött meg a legtöbb homok.

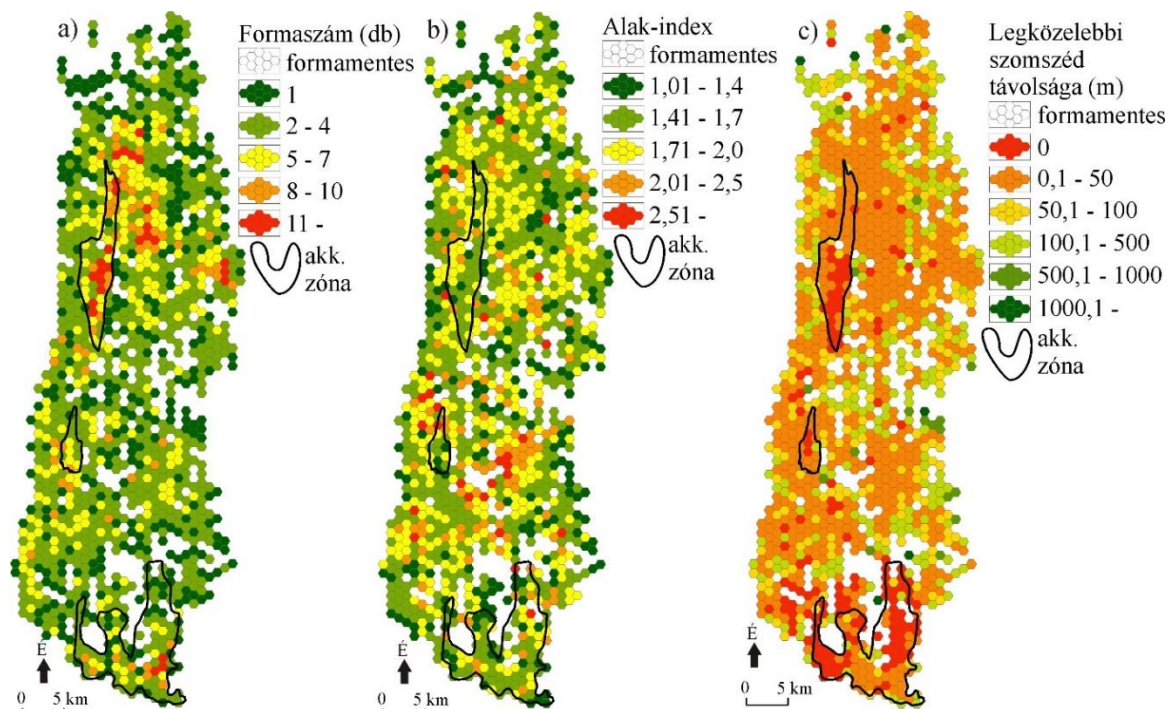
A buckák morfológiai típusait tekintve a diverzitási index a középső akkumulációs zónában a legmagasabb (1,60), mivel itt az alacsonyabb formaszám miatt egyenletesebb a formátípusok közötti eloszlás, a déli terület legalacsonyabb értéke (1,34) mutatja, hogy itt pedig a legkevésbé egyenletes. Ez azzal magyarázható, hogy a déli akkumulációs zónában a kitöltött és félig kitöltött közepes méretű parabolák, valamint a származadványok vannak többségben, utalva arra, hogy vándorlás itt is jellemző volt, de a nagy parabolabuckák szintén magas száma mutatja, hogy sok homok megkötődött. Az egyenletesség index (0,69) és a dominancia (0,61) is jól mutatja ezt. A buckák hierarchia-szintjeit vizsgálva a diverzitásiindex a déli zónában a legmagasabb (1,05), az egyenletesség index (0,65) és a dominancia (0,56) pedig itt a legalacsonyabb, mivel itt minden hierarchia-szint megjelent, és a szinteken belül pedig több forma is megtalálható. Az alacsonyabb értéket (0,60) mutató északi zónában a 4. hierarchia-szintben csak egyetlen, míg a 3. hierarchia-szintben is csupán néhány forma található, a középső zónában pedig a legkiemeltebb (4.) szint nem is alakult ki.

Az összes forma, illetve az egyes morfológiai osztályok közötti legközelebbi szomszéd közepes távolsága alapján az északi zóna formái helyezkednek el a leginkább csoportokba rendeződve (7,6 m), és a középső (16,1 m) és a déli (15,7 m) zónában jóval szórtabban fordulnak elő. Tehát a kistáj szélfelőli részén sok forma kötődött meg egymáshoz közel, szélirányban lefelé viszont nem ilyen nagy mértékű a torlódás, a vándorlás során nagyobb területeken szétszóródva kötődött meg a homok.

5.1.6. A kistáj mintázata

A *pozitív formák térbeli eloszlásának* vizsgálata során a célom a formák egymáshoz viszonyított helyzetének, vagyis a térbeli eloszlásának leírása volt. A táj északi, valamint déli részén fordulnak elő buckák kiugróan magas számban (5.5. a. ábra), hiszen akár 23 bucka/km² is előfordul. Ezek a területek a déli részen jól megfeleltethetők a lehatárolt déli akkumulációs zónával, ahol a buckák egymásra tömörültek. Az északi részen is egyértelműen kirajzolódik az északi akkumulációs zóna központi, feji része, ahol a 4 hierarchia-szint egymáson található. Azonban itt az akkumulációs zónától északkeletre található több kisebb, de összefüggő magas formaszámot mutató egység (hatszög). Tehát a táj északi részén a magasabban fekvő Külső-Somogyhoz közelebbi területeken is sok forma kötődött meg, azonban valószínűleg a kiemeltebb felszín következtében nem alakult ki minden hierarchia-szint, ezért ezeket a területeket eredetileg nem kapcsoltam az akkumulációs zónához. A középső akkumulációs zóna ezen az eloszlási térképen nem mutatható ki, ami azzal magyarázható, hogy ez a zóna kisebb és kevesebb formát tartalmaz, ezért a leginkább összetömörült feji részén is csak 8-10 forma/km² található. Az akkumulációs zónákon kívül 8-10 darab formát tartalmazó hatszögek elsősorban a magas formaszámú területek szomszédságában találhatók, ahol még jellemző a torlódás, de már kisebb mértékű. Az északi akkumulációs zóna melletti, sok formát tartalmazó régióban kiemelkedő ezeknek az előfordulása. Hasonló eloszlás figyelhető meg a 6-7 forma/km²-t tartalmazó egységekkel is, melyek szintén gyakran előfordulnak az északi területeken, míg máshol elszórtan helyezkednek el. A kistáj döntő többségét, az akkumulációs zónák közötti eróziós-transzportációs zónát (mátrix) 2-5 bucka/km² buckasűrűség jellemzi. A csupán egyetlen formát tartalmazó hatszögek az

akkumulációs zónák szél felőli, északi és északkeleti peremén gyakoriak. A szállítódás során érkező homokot tehát az akkumulációs zónákban halmozta fel a szél, míg a zónák előterében és közvetlen környezetében kevesebb homok kötődött meg, így pl. a déli akkumulációs zóna előterében néhány helyen a formasűrűség 0 forma/km².



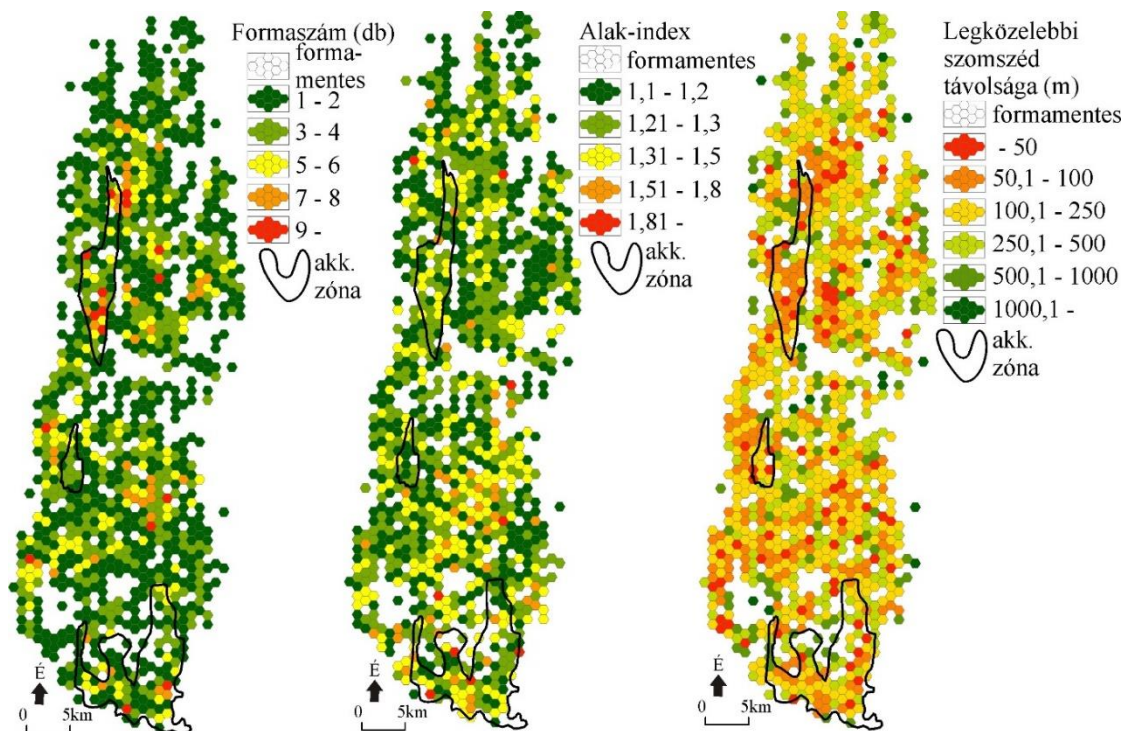
5.5 ábra: A pozitív formák száma (a), alak-indexe (b), és a legközelebbi szomszédok közepes távolsága (c) a kistájra helyezett hatszögletű hálóban.

Az alak-index kifejezi, hogy a vizsgált forma alakja mennyire gömbölyded. A legkevésbé gömbölyű buckák ($\geq 2,5$) nagy számban a táj középső részén, az akkumulációs zónáktól távol, illetve azok szél felőli előterében fordulnak elő (5.5. b. ábra). Ezek a formák főleg szármарadványok és maradékgerincek, tehát innen a homok nagy része tovább szállítódott. A következő csoportba a valamivel kevésbé megnyúlt (AI=2,0-2,5) buckák tartoznak. Ilyen formák nagy számban kötődtek meg a déli akkumulációs zónától északra, elsősorban az eróziós-transzportációs mátrixban, illetve mindhárom akkumulációs zónán belül, főleg a szárazokon fordulnak elő. A kevésbé megnyúlt hosszanti formák mellett a többször átdolgozott, ezért igen felszabdalt alakú, csipkés kerületű nagy parabolabuckák is ebbe a csoportba tartoznak. A leggyakoribbak a 1,7-2,0 alak-indexű formák, amelyek szétszórtan megtalálhatók az egész kistájon, de valamivel gyakrabban az északi akkumulációs zóna szél felőli részén. A közepes parabolákra és a szármарadványokra 1,4-1,7 alak-index jellemző, és nagy számban fordulnak elő mindhárom akkumulációs zónában. A közepes parabolák a nagyobb formák szárán és feji részén, illetve az eróziós transzportációs mátrixban fordulnak elő, ahol nem álltak össze nagyobb formákká. A szármарadványok a buckák vándorlása során megkötődtek és leszakadtak, így gyakoriak az eróziós-akkumulációs mátrixban. A legszabályosabb alakú formák (AI $\leq 1,4$) a garmadák. Ezek a kis kerekded buckák az akkumulációs zónákban a legutolsó homokmozgás során alakulhattak ki, míg az eróziós-transzportációs mátrixban azokon a helyeken fordulnak elő, ahol emberi hatásra vagy a kiemelt helyzetből fakadó kiszáradás miatt kis, foltszerű helyeken megindulhatott a homok lokálisan felhalmozva a kompakt formát.

A buckák legközelebbi szomszédjait mutató térképen igen jól kirajzolódik, hogy hol a legjellemzőbb a hierarchia-szintek egymásra települése (5.5. c. ábra). Hiszen ahol a buckák egymás tetején találhatók, ott a buckák távolsága 0 m, ami szinte kizárólag az akkumulációs zónák központi részén fordul elő. Ez az eloszlás térkép is alátámasztja, hogy az északi akkumulációs zónától északkeleti irányban található, igen magas formaszámmal jellemezhető terület nem sorolható az akkumulációs zónához, mivel itt nem igazán egymáson, hanem inkább egymás mellett helyezkedik el sok bucka. Ennek megfelelően ezen a részen viszonylag közel, 50 m-en belül találhatók formák, ahogy a középső akkumulációs zóna környezetében is. Szintén ez jellemző az utóbbitól keletre található, igen magas alak-indexű részen, ahol szármadarványok és maradékgerincek sora alakult ki egymás közelében. Az akkumulációs zónák előterében 100-500 m-re nő a legközelebbi szomszéd távolsága, vagyis itt ritkák a formák, valószínűleg tovább szállítottak, az akkumulációs zónákba tömörültek. A legnagyobb buckák közötti távolság (500-1500 m) a peremi részekben jellemző, ahol a lösszel, illetve tavi üledékekkel keveredő homokban ritkábban alakultak ki a buckák.

A *negatív formák térbeli eloszlását*, gyakoriságát vizsgálva kimutatható, hogy legnagyobb forma/km² érték (>9 forma/km²) csak néhány helyen, főleg a déli akkumulációs zóna feji részén és az északi akkumulációs zónában fordul elő (5.6. a. ábra). Ennek oka, hogy az akkumulációs zónák kiemelt, ezért szárazabb központi részét többször is átdolgozhatta a szél. Így az elszállított anyag helyén számos kisebb-nagyobb negatív forma maradt hátra. Szintén kevés helyen tömörülnek a mélyedések 7-8 forma/km² sűrűségben. Néhány ilyen egység fordul elő az akkumulációs zónákban a 9 forma/km²-nél nagyobb területek mellett, a buckákban gazdag északkeleti részen, illetve az megnyúlt pozitív formákkal jellemezhető középső részen. Ezek a helyek a homok forrásul szolgáltak, de a pozitív formák gazdagsága jelzi, hogy a mélyedésekből kifújó anyag egy része hamar megkötődhetett. A peremi területeket kivéve a kistáj belsejében elszórtan találhatók olyan foltok, ahol 5-6 negatív forma/km² fordul elő. A mintaterület egészen gyakoriak a 3-4 forma/km² és az 1-2 negatív forma/km² formasűrűségű területek. Az akkumulációs zónák szélfelőli oldalát és peremét egy-egy deflációs lapos uralja, amelyekből az akkumulációs zónában felhalmozott anyag nagy része származhat, a kistáj széleinél pedig a kötött homokot csak ritkán, foltokban tudta megkezdni a szél. A kistáj középső részén egy kelet-nyugat irányú sávban nem találhatók formák, amelynek oka valószínűleg a folyók jelenléte (Szabási- és Lábodi-Rinya, Kapos), amelyek környezetében a sok nedvesség megkötötte a homokot, így kifúvás nem mehetett végbe.

A magas alak-indexszel jellemezhető negatív formák általában csak kevés helyen, igen elszórtan találhatók meg a kistáj 1-1 pontján (5.6. b. ábra). Ezek a formák igen megnyúltak, és ott alakultak ki, ahol a mélyedések oldalirányban nem tudtak tovább fejlődni a kötött homokban a peremi részekben a lösz betelepülése vagy a magasabb nedvességtartalom miatt. A táj középső részén, ahol a legintenzívebb homokmozgás zajlódhatott és a homok kötetlenebb volt, szélesebb és kevésbé megnyúlt, ezért alacsonyabb alak-indexszel (1,51-1,8) rendelkező szélbarázdák itt alakultak ki legnagyobb számban. Az ennél is kerekesebb formák (1,31-1,5) noha a kistáj egészen előfordulnak, de a déli akkumulációs zónától északra sokkal gyakoribbak. Igen gyakoriak a kerekded formák (1,1-1,2 és 1,21-1,3), amelyeket a korábbi kutatások (Marosi 1970, Lóki 1981) széllyukként írtak le, és a morфомetriai osztályozás alapján is a negatív formák felét teszik ki (ld. 5.1.3 fejezet). Ezek bár az egész kistájon igen elterjedtek, a keleti területeken gyakrabban fordulnak elő, azokon a részekben, amelyek nagyobb tengerszint feletti magasságban fekszenek, és a lösszel fedett Külső-Somogygal és Zseliccel határosak. Így az erős szél és még bolygatás hatására is csak igen kis foltokban szállíthatta el a homokot innen.

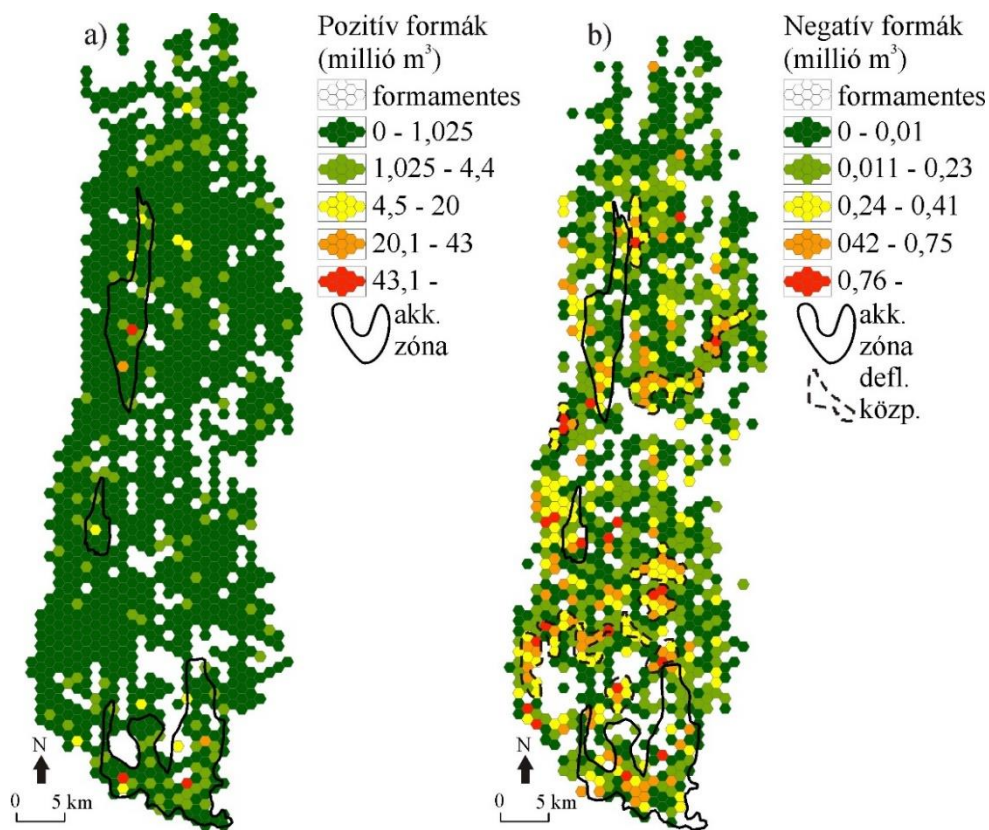


5.6. ábra: A negatív formák számának (a), alak-indexének és egymástól való távolságának (c) alakulása az 1 km² területű hatszögekben.

A negatív formák egymástól való távolsága az akkumulációs zónákban, illetve azok szél felőli oldalán néhány foltban nagyon alacsony (5.6. c. ábra). Ennek oka, hogy a homok többször mozgásba lendült, a szél egy-egy kiszáradt területéről több foltban elszállította az anyagot. Az északi akkumulációs zónában találhatók egymáshoz a legközelebb (50-100 m), míg a középső akkumulációs zónában már távolabb (100-250 m), a déli akkumulációs zónában pedig már akár 1000 m-re is vannak egymástól a negatív formák. Tehát az északi irányú szelek a legészakabbi akkumulációs zónát jobban átdolgozhatták, több, kisebb méretű foltból szállíthattak el anyagot, majd dél felé egyre kevesebb forma alakult ki. Bár az északi részekben is előfordulnak egymástól 500-1000 méterre található mélyedések, de leginkább a kistáj legészakibb peremén, ahol a felszínt a balatoni iszapos üledékek részben befedték, így megvédték az eróziótól. Szintén egymástól nagy távolságra (≥ 1000 m) a kistáj peremén vagy a folyóvölgyek melletti részein találhatók negatív formák.

Az eróziós és akkumulációs viszonyok vizsgálatához a pozitív és a negatív formák térfogatát hexagonális egységenként ábrázoló térképet készítettem, amely a homokanyag kifűvésének és felhalmozódásának helyét tükrözi. A pozitív formáknál a hatszögek többsége a legalacsonyabb csoportba került (5.7. a. ábra), vagyis a terület döntő többségén a formák szállítás közben kötődtek meg. A legmagasabb bucka-térfogat értékek az akkumulációs zónák egységeire jellemző, ahol a homok legerősebb mértékű felhalmozódása általában az akkumulációs zónák központi részén fordul elő. Az északi akkumulációs zónában, a feji részen egy ilyen, igen sok homokot tartalmazó 1 km²-es egység található, míg a szélárnyékos peremen egy másik, már valamivel kevesebb homokkal. A középső akkumulációs zóna központi részében is van egy környezetéhez képest több homokot tartalmazó egység, mérsékelt homokmennyiséggel. A déli akkumulációs zónában viszont két ilyen igen nagy homok lerakódási központ mutatható ki, az egyik a fej keleti, a másik a nyugati oldalán, a központban pedig kevesebb anyag kötődött meg. Ez egyrészt kialakulhatott a Lemmen et al. (1998) által ismertett

buckamorfológiának megfelelően, mely szerint a parabolabuckák feji részén egy csúcspontok közötti mélyedés található a kétoldalt elhelyezkedő csúcsok között (2.1.2. fejezet, 2.2. ábra). Másrészt két szomszédos nagy bucka a vándorlás során összekapcsolódhatott, közösen alkotnak most egy nagy akkumulációs térszint, de két feji rész még jól azonosítható.



5.7. ábra: A pozitív formákban felhalmozott anyag mennyisége (a) és negatív formákból hiányzó anyag térfogata (b).

A negatív formák térfogatának eloszlása kevésbé koncentrált (5.7. b. ábra), tehát a korábbi megállapításokkal összhangban, a középső részeket kivéve a terület egészen szétszórt kisebb foltokból fújódott ki a homok. A legészakibb területekről, ahol kötöttebb a homok, több apró foltból, de összességében kisebb mennyiség került elszállításra, majd dél felé egyre nagyobb mennyiség. Az akkumulációs zónák magjában ugyan formaszám tekintetében kevés a negatív forma, azonban a hierarchia-szintek kialakulása során, a homok átmozgatásával a felhalmozódási területeken is képződtek mélyedések, több helyen jelentős mennyiségű homokot kifújva a korábbi felszínből. Azonban az eróziós-transzportációs mátrixból került elszállításra a negatív formákból származó homokmennyiség zöme, amelyen belül sávok figyelhetők meg váltakozó mennyiségű kifújott homokkal. Ezek a területek deflációs központnak tekinthetők.

5.2. A homokanyag vizsgálata: a formák kora és szemcseösszetétele

5.2.1. OSL korok

Az OSL mérésekkel célt volt, hogy meghatározzam a szél által áthalmozott homok lerakódásának korát, megadjam az egyes formátípusok képződésének időszakát, valamint igazoljam, hogy a hierarchiai-szintek kialakulása különböző, egymást követő eolikus fázisokhoz köthető.

A megmintázott formák kormeghatározása alapján megállapítható, hogy a legidősebb buckák Kelet-Belső-Somogyban $20,48 \pm 1,02$ ezer éve (OSZ273, 5.9. táblázat), azaz az Utolsó Glaciális Maximum idején alakultak ki. Ezek a buckák a mai formakincs alapját képezik, vagyis az 1. hierarchia-szinthez tartoznak, nagy méretűek, és félig kitöltöttek.

A pleisztocén végén valószínűleg folyamatos eolikus aktivitás volt jellemző a területen, azonban csökkenő intenzitással. A Legidősebb Dryasban még nagy méretű, de már kitöltetlen parabolabuckák kötődtek meg (OSZ270: $15,62 \pm 0,76$ ka), majd a Fiatalabb Dryas során közepes, kitöltött parabolabuckák alakultak ki (OSZ269: $11,94 \pm 1,29$ ka).

5.9. táblázat: Kelet-Belső-Somogyban gyűjtött OSL minták főbb jellegzetességei és kora. A mintavételi helyek a 3.4. ábrán találhatóak. w: nedvességtartalom (%); környezeti dózis értékek: U (ppm), Th (ppm), K (%); D* = dózisteljesítmény; D_e = egyenérték dózis

Minta-vételi hely	Minta mélysége (cm)	Minta kódja	w (%)	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	D* (Gy/ka)	D _e (Gy)	kor (ezer év)
D1	105	OSZ264	1,5±0,15	0,62±0,03	2,01±0,10	0,62±0,03	1,04±0,08	0,31±0,16	0,30±0,15
	205	OSZ265	2,2±0,22	0,62±0,03	2,01±0,10	0,62±0,03	1,08±0,09	0,25±0,02	0,23±0,03
	275	OSZ266	2,6±0,26	0,62±0,03	2,01±0,10	0,62±0,03	1,07±0,10	0,35±0,07	0,32±0,07
D2	105	OSZ267	3,7±0,37	0,70±0,04	2,41±0,12	0,63±0,03	1,14±0,09	9,45±1,20	8,24±1,24
	205	OSZ268	2,6±0,26	0,70±0,04	2,41±0,12	0,63±0,03	1,09±0,10	15,08±1,63	13,86±1,93
	275	OSZ269	3±0,30	0,70±0,04	2,41±0,12	0,63±0,03	1,07±0,09	13,36±3,76	11,94±1,29
D3	105	OSZ270	3,9±0,39	0,54±0,03	1,92±0,10	0,65±0,03	1,09±0,09	14,64±1,92	15,62±0,76
	205	OSZ271	5,5±0,55	0,44±0,02	1,59±0,08	0,60±0,03	0,95±0,08	16,64±2,26	17,42±2,77
D4	205	OSZ272	4,4±0,44	0,57±0,03	2,06±0,10	0,68±0,03	1,11±0,09	18,86±1,91	17,02±2,23
D5	185	OSZ273	3,9±0,39	0,58±0,03	2,00±0,10	0,64±0,03	1,08±0,09	19,13±4,08	20,48±1,02
S1	195	OSZ570	3,3±0,33	0,51±0,03	2,08±0,10	0,64±0,03	1,07±0,09	16,13±0,74	14,73±0,98
S2	155	OSZ571	5,00±0,5	0,78±0,04	2,94±0,15	0,71±0,04	1,26±0,10	16,64±1,65	13,23±1,71
S3	155	OSZ572	4,2±0,42	0,56±0,03	2,27±0,11	0,69±0,03	1,05±0,09	17,96±2,11	17,12±2,47
S4	195	OSZ573	3,9±0,39	0,51±0,03	1,53±0,08	0,67±0,03	1,05±0,09	15,99±1,14	15,18±1,67
S5	195	OSZ574	4,2±0,42	0,48±0,02	1,78±0,09	0,63±0,03	1,02±0,08	15,40±1,99	15,08±2,32
S6	195	OSZ575	4,4±0,44	0,57±0,03	2,25±0,11	0,61±0,03	1,06±0,09	17,15±1,73	16,25±2,12
K2	255	OSZ855	2,8±1,0	0,88±0,09	2,49±0,25	0,91±0,09	1,39±0,08	4,17±0,15	2,99±0,19
K5	95	OSZ856	5,8±2,5	3,15±0,32	10,57±0,11	1,628±0,1	3,11±0,14	41,32±1,39	13,31±0,74
	175	OSZ857	3,7±1,0	0,98±0,27	2,88±0,68	0,97±0,10	1,49±0,10	31,87±0,88	21,22±1,54
K6	235	OSZ858	4,2±2,0	1,07±0,11	2,92±0,29	1,04±0,10	1,56±0,08	29,05±0,60	18,52±1,11
K7	205	OSZ859	2,0±1,0	1,35±0,14	3,82±0,38	1,06±0,11	1,77±0,09	19,67±0,51	11,11±0,64
K13	205	OSZ860	3,2±1,5	0,65±0,06	2,29±0,23	0,85±0,08	1,27±0,07	13,72±0,47	10,77±0,71

A holocén elején a homokmozgás fokozatosan csökkent. A preborális fázisban (OSZ860: $10,77 \pm 0,71$ ka), majd a boreális fázisban (OSZ267: $8,24 \pm 1,24$ ka) sporadikusan, ahol a lokális viszonyok lehetővé tették még alakultak ki nagy és közepes méretű parabolabuckák.

A holocén során a felszín többnyire stabil volt, azonban feltehetően antropogén zavarás hatására, elszigetelt foltokban jelentős mennyiségű homok áthalmozódhatott például a szubboreális fázisban (OSZ855: $2,99 \pm 0,19$ ka).

A megmintázott legfiatalabb formák csupán pár száz éve alakulhattak ki, szintén emberi hatásra (OSZ265: $0,23 \pm 0,03$ ka).

5.2.2. A buckák szemcseösszetételi-vizsgálatainak eredményei

Az elemzéshez a szelvényeket csoportosítottam aszerint, hogy milyen morfológiai típusú formába mélyülnek. A nagyobb buckáktól a kisebbek felé, azaz kor szerint a legidősebbektől a fiatalabbakig haladva mutatom be őket.

Nagy méretű parabolabuckák anyaga

A **D3 szelvény**ben a homokfrakció aránya átlagosan 77% (5.8. ábra), az uralkodó szemcseméretű frakció a finom homok (34-56%). A szemcseméret változásai alapján elkülönítettem három zónát. A legalsó, I. zónában (210-155 cm) durva homok is található (0,5-1,1%), a közepes szemű homok aránya fokozatosan csökken (41%-ról 14%-ra), miközben a középszemű homoké pedig 34%-ról 56%-ra nő ($d_{90\text{átl}} = 336 \mu\text{m}$). A zónán belül két olyan szint fordul elő, amelyben a homokfrakció aránya magasabb. A II. zóna (155-65 cm) mintáinak szemcseösszetétele viszonylag egységes ($d_{90\text{átl}} = 335 \mu\text{m}$), egy középszemű homokban gazdagabb (38%) réteg (85-95 cm) osztja három szintre. A szelvény legfelső, III. zónájában (65-30 cm) valószínűleg a talajosodás hatására az iszap- és anyagtartalom magasabb (32-36%, $d_{90\text{átl}} = 280 \mu\text{m}$), benne nem különíthetők el homokosabb vagy agyagosabb szintek.

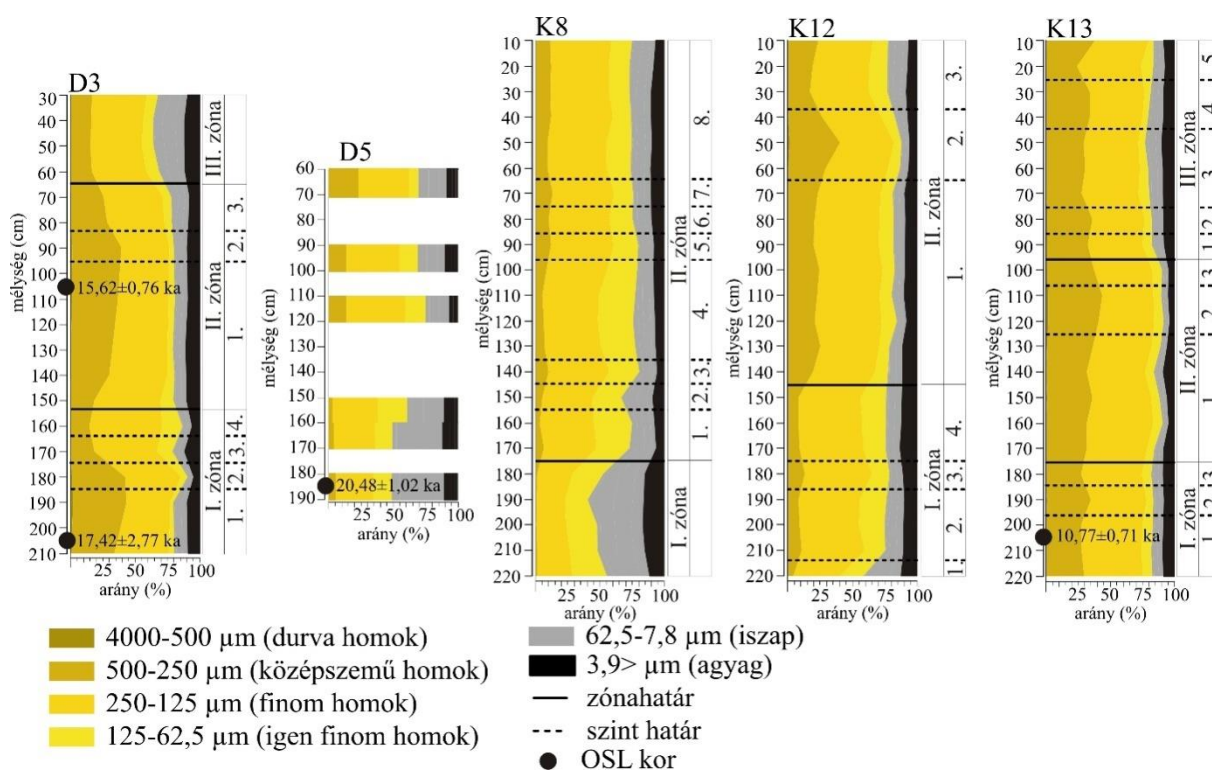
Két minta OSL korát határoztam meg ebből a szelvényből. A 200-210 cm mélyről származó minta $17,42 \pm 2,77$ ka (OSZ_271) korú, azaz késő pleisztocén homokmozgásra utal, amelynek során durva szemcseméretű homok továbbítódott ($d_{90\text{átl}} = 349 \mu\text{m}$). A 100-110 cm mélyről származó minta (OSZ_270: $15,62 \pm 0,76$ ka) a késő-glaciálisban zajló homokmozgásra utal. A szelvényben a két OSL minta közötti finomabb szintek (I/2-4) anyaga tehát feltehetően a hideg időszakok közötti interstadiálisban (Ságvár-Lascaux) enyhén talajosodott homokanyag lehet. Mivel a legfelső zóna homokanyaga jellegében eltér a későglaciális mintákétól, így valószínűleg jóval fiatalabb homokmozgás során rakódott le, de a homogenitása arra utal, hogy ennek a zónának az összes anyaga csaknem egyidőben rakódhatott le.

A **D5 fúrásból** csekély számú (6db) minta állt rendelkezésemre a szemcseösszetételi vizsgálatokhoz, ezért a rétegek nem különíthetők el egyértelműen (5.8. ábra). A minták a felszín felé egyre durvább szemcseösszetételűek ($d_{90, 190 \text{ cm}} = 218 \mu\text{m}$, $d_{90, 70 \text{ cm}} = 312 \mu\text{m}$). A szelvény aljából (180-190 cm) vett OSL minta kora $20,48 \pm 1,02$ ka (OSZ273) idős, az Utolsó Glaciális Maximum során zajlott homokmozgásra utal. A D5 és a D3 fúrás anyaga egy parabolabuckából származik, azonban míg a D3 szelvény a bucka feji részét, addig a D5 fúrás a pozitív forma szárát tárja fel. A száraz vándorlás során történő megkötődését és megnyúlását igazolják a szelvények aljából vett minták OSL korai. Ugyanakkor a D5 fúrásból vett OSL minta szemcseösszetétele jóval finomabb (D5 $d_{90, 180-190 \text{ cm}} = 218 \mu\text{m}$, míg a D3 $d_{90, 200-210 \text{ cm}} = 349 \mu\text{m}$). A finomabb szemcseösszetétel oka az, hogy a szelvény egy nagyméretű parabolabucka szárának anyagát tárja fel: a bucka vándorlása során a növényzet megkötötte a homokanyagot. Ezt tovább erősíthette az is, hogy itt a finomabb frakció könnyebben megkötődött, hiszen mivel a szár alacsonyabb, így homokja is kevésbé szárad ki, ezért itt dúsabbá válhatott a vegetáció, amely hatékonyabb üledékcsapda volt.

A **K8 fúrás**szelvényben a homok frakció aránya átlagosan 70%, azonban az elkülönített két zóna között nagy különbség mutatkozik (5.8. ábra). Az I. zónában (220-175 cm) csupán 40-55% a homoktartalom, az iszap- és agyagtartalom pedig magas ($d_{90\text{átl}} = 174 \mu\text{m}$). Az erre települő II. zónában (175-0 cm) lecsökken az iszap és agyag mennyisége (19-33%) és középszemű homok is megjelenik a mintákban (3-12%, $d_{90\text{átl}} = 243 \mu\text{m}$). A zónán belül négy kisebb homokcsúcs is elkülöníthető.

A **K12 fúrásszelvényben** átlagosan 78% homok található, azonban a különböző szemcseméretű homokok aránya alapján két zóna különíthető el (5.8. ábra). Az I. zónában (220-145 cm) a finomszemű homok a domináns (36-52%), a középszemű csupán 4-13% ($d_{90\text{átl}} = 244 \mu\text{m}$). Ebben a zónában csak egy olyan homokkőteg (170-180 cm) található, ahol megnőtt a középszemű homok aránya (13%). A II. zónában (145-0 cm) magasabb a középszemű homok aránya (17-39%), mint az I. zónában ($d_{90\text{átl}} = 311 \mu\text{m}$), a zónán belül pedig 35-65 cm között található a legdurvább homokos réteg ($d_{90\text{átl}} = 381 \mu\text{m}$).

A **K13 fúrás** homokanyaga kevés változatosságot mutat, a homokfrakció aránya mindenhol meghaladja a 75 %-ot (5.8. ábra). Az iszap- és agyagtartalom alapján három zónára osztható. A legelső, I. zónában (220-175 cm) a finom homok frakció a domináns (43-47%), a középszemű homok 27-34%, az iszap- és agyagtartalom 16-18% ($d_{90\text{átl}} = 332 \mu\text{m}$). Egy középszemű homokban gazdagabb 185-195 cm közötti homokbefűvás három szintre osztja a zónát. A II. zónában (175-95 cm) az iszap- és agyagtartalom lecsökkent (8-16%), a finom homok mennyisége változatlan (40-52%), a középszemű homok viszont nőtt (32-42%), és megjelent a durva homok is (0,2-2%, $d_{90\text{átl}} = 363 \mu\text{m}$). Egy durvább homokból álló réteg (125-105 cm) szintén három szintre osztja a zónát. A legfelső zónában (95-0 cm) az iszap- és agyagtartalom újra megnő (17-23%), a finomszemű homoktartalom pedig hasonló, mint az I. zónában (40-49%, $d_{90\text{átl}} = 343 \mu\text{m}$). A 200-210 cm mélységből vett minta OSL kora $10,77 \pm 0,71 \text{ ka}$ (OSZ860), mely a preboreális fázisban jelez homokmozgást. Ekkor már a sűrűbbé váló növényzet hatékonyan megkötötte a szárazakat, így nagy ívhosszú, de kevés homokutánpótlással rendelkező, megnyúlt formájú, kitöltetlen nagy parabolabucka alakulhatott ki.



5.8. ábra: Nagy méretű parabolabuckák szemcse-összetételi eredményei

Tehát a nagy parabolabuckák anyaga több eltérő szemcseösszetétellel jellemezhető rétegből áll, amely arra utal, hogy anyaguk több homokmozgási fázis során halmozódhatott fel. Ezt jelzi, hogy buckák fejéből származó D3, K12 és K13 szelvényekben finomabb majd durvább és ismét finomabb zónák rakódtak egymásra. A buckák luv oldalán (K8) és a száron (D5) vizsgálat szelvények alsó részében egy

finomabb réteg található, amelyre a felszín felé durvuló homokanyag települt, tehát a parabolabuckák ezen részeiről a szél kifújhatta a finomabb homokanyagot, ami a feji részen halmozódhatott fel. A fokozatosan durvuló homokanyag pedig azt mutatja, hogy egyre erősebb szelek vettek részt a formák kialakításában, ami kapcsoltban állhat azzal, hogy a formákat a holocénben egyre jobban megkötötte a növényzet, tehát egyre nagyobb szél volt csak munkaképes a területen.

Közepes méretű parabolabuckák anyaga

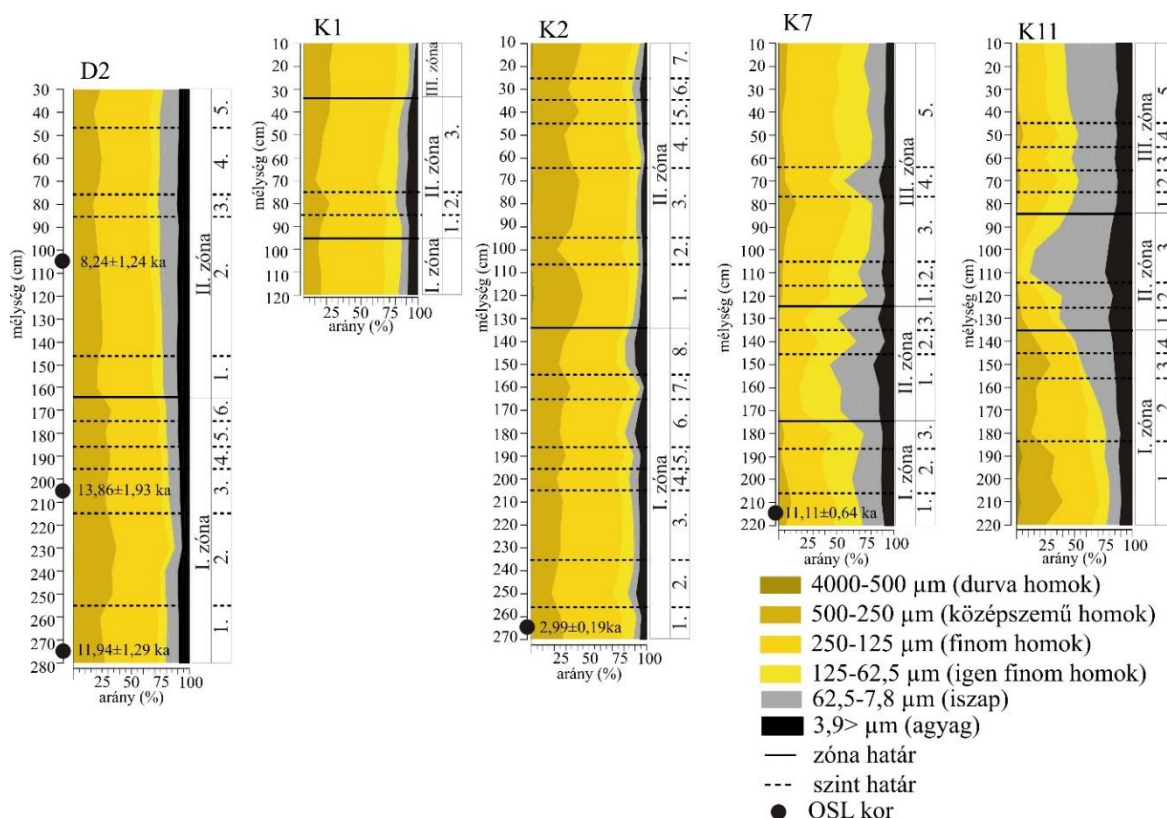
A közepes parabolabuckák egy nagyságrenddel kisebb formák, mivel ívhosszuk néhány száz méter ($1000\text{ m} > I > 160\text{ m}$). Egy részük az akkumulációs zónákban a nagy parabolák feji részén helyezkedik el, az akkumulációs zónákat körülvevő eróziós-transzportációs mátrixban pedig gyakran a szélirányra merőleges sorokban fordulnak elő. Kitöltöttségük (kitöltött, félig kitöltött, kitöltetlen) utal a képződésük során elérhető homok mennyiségére.

A **D2 fúrásszelvény** teljes hosszában a homokfrakció aránya meghaladja a 70%-ot (5.9. ábra), azon belül pedig a finom homok az uralkodó, végig 40% feletti értékekkel. A finom- és a közepes szemcseméretű homok arányának változása alapján két zónát különítettem el, amelynek alapja a középszemű homok aránya volt, hiszen ez az alsó, I. zónában (280-165 cm) 25-36% ($d_{90\text{átl}} = 336\text{ }\mu\text{m}$), míg a felette lévő II. zónában (165-0 cm) pedig csupán 17-25% ($d_{90\text{átl}} = 302\text{ }\mu\text{m}$). A zónák különböző szintjeiben durvább és finomabb homokrétegek váltakoznak. OSL kormeghatározás segítségével három minta korát mértünk meg ebből a szelvényből. A 270-280 cm-ről és a 200-210 cm-ről származó minták OSL kora (OSZ269: $11,94 \pm 1,29\text{ ka}$; OSZ268: $13,86 \pm 1,93\text{ ka}$) késő pleisztocén eolikus aktivitást jelez. Mivel a I. zóna mintái hasonló szemcseösszetételi tulajdonságúak, ezért feltételezhető, hogy a zóna teljes homokanyaga a késő-glaciális homokmozgások során rakódott le. A 100-110 cm mélyről származó minta már boreális homokmozgást jelez (OSZ267: $8,24 \pm 1,24\text{ ka}$). Mivel ez a zóna is meglehetősen hasonló szemcseösszetételű mintákból áll, ezért feltételezhető, hogy a boreális fázisban legalább kb. 160 cm vastagságú (0-165 cm közötti), agyagban és iszapban gazdagabb, illetve a korábbinál finomabb szemű homokból álló, homogén réteg halmozódhatott fel.

A homokfrakció aránya a **K1 fúrásszelvény** teljes hosszában magasabb (80-92%), mint a D2 szelvényben (5.9. ábra), és végig a finomszemű homok adja a minta legalább 50%-át. Az iszap- és agyagtartalom változása alapján három zónára osztottam a szelvényt, bár az egyes frakciók aránya végig hasonló. Az I. zónában (120-95 cm) 55-57% a finomszemű homok és 15-17% az iszap és az agyag aránya ($d_{90\text{átl}} = 270\text{ }\mu\text{m}$). A II. zónában (95-35 cm) az iszap és agyag frakció aránya megnő (15-17%-ról 15-20%-ra), a középszemű homok aránya azonban 12-15%-ról 15-23%-ra növekszik ($d_{90\text{átl}} = 280\text{ }\mu\text{m}$), és a zónába 75-85 cm között egy durvább szemcseösszetételű, 23% középszemű homokot tartalmazó réteg települt. A III. zónában (35-0 cm) a középszemű homok aránya már 23-26%-ot tesz ki, az iszap- és agyagtartalom pedig 9% alá csökken ($d_{90\text{átl}} = 305\text{ }\mu\text{m}$).

A **K2 fúrásszelvény** teljes hosszában a homok frakció aránya 81-96%, tehát némileg magasabb, mint a K1 fúrás esetében (5.9. ábra), azonban a középszemű homok aránya a szelvény egészen belül a korábbi szelvényeknél jelentősebb mértékben változik. A szelvény alsó, I. zónájában (270-135 cm) durva homok nem fordul elő, a középszemű homok aránya 18-30%, a finomszemű pedig 46-54% ($d_{90\text{átl}} = 316\text{ }\mu\text{m}$). A durvább és finomabb rétegek váltakozása alapján nyolc szintet különítettem el, amelyekben a homok aránya 81-94% közötti. Az I. zóna felső, 6-8. szintjeiben megjelenő magasabb iszap- és agyagtartalom talajosodásra is utalhat, tehát ezek a minták egy ideig stabil felszínt reprezentálnak. A felső, II. zónában (135-0 cm) a homok durvább szemcseösszetételűvé vált, hiszen a durva homok minden mintában jelen van (0,2-2,5%), illetve a középszemű

homok aránya is magasabb (22-42%). A közép- és finomszemű homok arányának változása alapján kijelöltünk 4 olyan réteget, amelyek durvább homokanyagot tartalmaznak. Az I. zóna 1. szintjéből (260 cm) származó OSL minta kora $2,99 \pm 0,19$ ka (OSZ855), vagyis igen fiatal, szubboreális fázis-beli homokmozgást jelez. Eddigi vizsgálataink során Belső-Somogyból nem mértünk hasonló korú homokmozgást, azonban a Duna-Tisza közén Csengele (Sipos et al. 2009) és Kiskunhalas (Kiss et al. 2008) környékéről, valamint a Nyírségből Bagamérről (Kiss et al. 2008) hasonló korokat mutattak ki, amelyeket bronzkori emberi tevékenységhez kötöttek. A durvább homokot tartalmazó, illetve a talajosodott rétegek váltakozása arra utal, hogy a mintavételi ponton többször is mozgásba lendülhetett a homok, és a korábbtól jóval kisebb vastagságú homokkötegek halmozódtak fel.



5.9. ábra: A közepes méretű parabolabuckák szemcse-összetételi eredményei

A **K7** fúrás által feltárt szelvényben a korábbiakhoz képest jóval magasabb az iszap-agyag frakció aránya (19-56%; 5.9. ábra), amelynek a változásai alapján három zónát különítettem el. A legalsó, I. zónában (220-175 cm) a homokfrakció viszonylag magas arányú (63-74%), és az 1. és 3. szintekben megjelenik a középszemű homok is (2,5-11%). A következő, II. zónában (175-125 cm) a homoktartalom lecsökken (44-67%) az iszap és agyag tartalom pedig nő ($d_{90\text{átl}} = 163\mu\text{m}$). A zóna felső harmadába (2. szint) egy homokosabb réteg települt. A legfelső, III. zónában (125-0 cm) a homoktartalom újra magasabbá válik (69-81%, $d_{90\text{átl}} = 228\mu\text{m}$), hasonlóan az I. zónához, azonban a 2. és a 4. szintben iszapban gazdagabb (32% és 43%) rétegek települtek a homokkötegek közé. A II. és III. zóna ezen finomabb szemcseösszetételű rétegeiben kovárványcsíkok fordultak elő, amelyek az utólagos hatások (talajvíz, talajosodás) jelentős szerepére utalnak. Az I. zóna aljáról (200-210 cm) vett OSL minta kora $11,11 \pm 0,64$ ka (OSZ859), vagyis a preboreális fázisban mozoghatott itt a homok, amikor az egyre jobban záródó növényzet befolyásolta a forma kialakulását. A kor hasonló a K13 fúrás 200-210 cm-es mintájához

(OSZ860: $10,77 \pm 0,71$ ka), azonban itt a homokutánpótlás mennyisége már csak egy közepes méretű forma kialakításához volt elegendő. A K7/II. zóna finomabb szemcseösszetételű, talajosodott anyagára későbbi hordódhatott rá a homokosabb III. zóna anyaga.

A **K11 fúrásszelvény** középső részébe a homokrétegek közé egy erősen iszapos (52-77%) réteg települt, ami alapján a szelvényt három zónára osztottam (5.9. ábra). Az I. zónában (220-135 cm) a homokfrakció aránya domináns (51-80%, $d_{90\text{átl}} = 334 \mu\text{m}$), amelyben a középszemű homok aránya jelentős (17-36%), de a durva szemű is megtalálható (0,5-5%,). A középső, II. zónában (135-85 cm) a minták szemcseösszetétele jelentősen finomodik ($d_{90\text{átl}} = 139 \mu\text{m}$), az iszap- és agyagtartalom 63-89%, amely vagy talajosodásra vagy erőteljes vízhatásra utal. A legfelső, III. zónában (85-0 cm) homoktartalom növekedett (41-54%), de az iszap-agyag aránya továbbra is jelentős maradt ($d_{90\text{átl}} = 168 \mu\text{m}$). A zónába két durvább szemcseösszetételű homokköteg települt. A K11 és K12 fúrás egy patak két oldalát szegélyező buckákba lett mélyítve annak bizonyítására, hogy a folyóvízi hátravágódás kettéosztotta a formát. A szemcseösszetételi adatok alapján ez nem valószínű, hiszen nincsenek hasonló jellegű rétegek a két szelvényben.

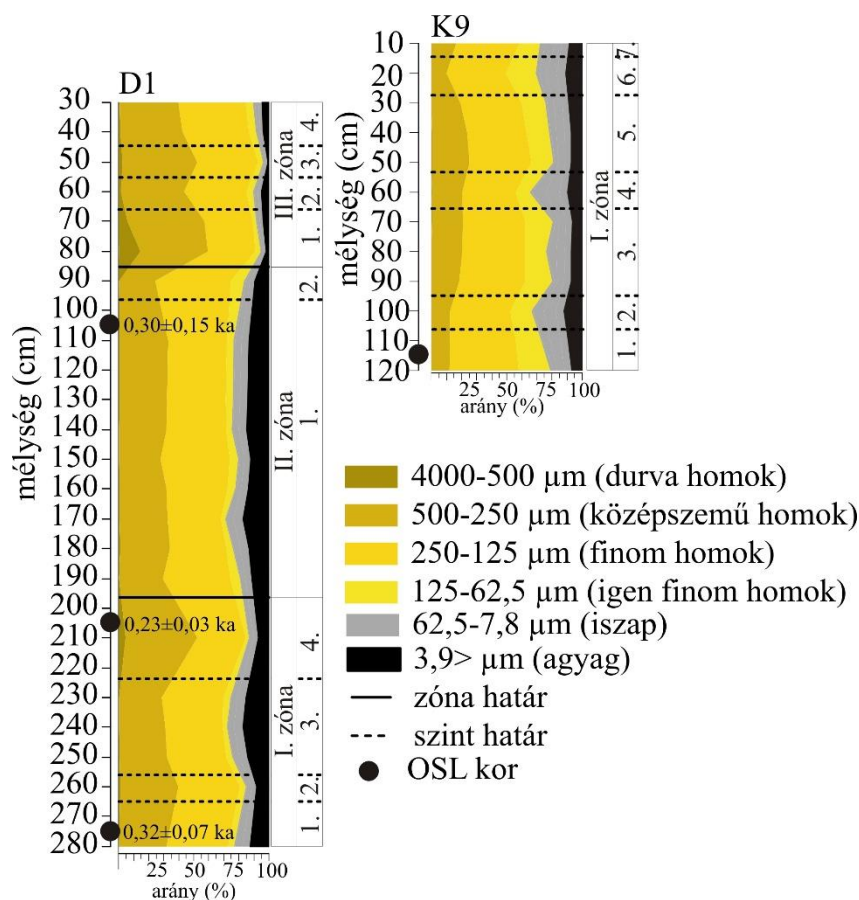
Összességében a közepes parabolabuckák anyaga homogénebb szemcseösszetételű, kisebb változatosságot mutató rétegekből áll. A kisebb eltérések szinte mintánként váltakozva jelentkeztek, amelyek részben az ismételt eolikus aktivitásra utalnak, részben arra, hogy a homokanyag már változatosabb szemcseösszetételű és kisebb kiterjedésű területről fújódhatott ki, és így a lerakódott homokanyag összetétele is változott. A K7 és K11 szelvényekben megjelenő finomabb rétegek a talajvízhatás vagy a talajosodás jeleit mutathatják. Mivel ezek a buckák egyszerű formák, vagyis nem másik formára települtek, önmagukban állnak, így a talajvíz-ingadozás hatással lehetett rájuk. Az akkumulációs zónákban elhelyezkedő, nagyobb buckákra települt, második, harmadik szinthez tartozó D2, K1 és K2 szelvényben nem figyelhetők meg ezek a hatások.

Garmadák anyaga

A legkisebb íves formák a garmadák ($I < 160$ m), amelyek általában kiemelt helyzetben, csoportosan fordulnak elő a nagyobb formákra települve.

A **D1 fúrásszelvényben** (5.10. ábra) a homok frakció aránya végig meghaladja a 70 %-ot (71-96%), azon belül is a közepes és finom szemű homok a leggyakoribb (24-51% és 32-50%). A szelvényt három zónára és a zónákat 2-4 szintre osztottam. A legalsó, I. zónában (280-195 cm) a közepes és finom szemű homok dominál ($d_{90\text{átl}} = 362 \mu\text{m}$). Ez a zóna négy szintre osztható, két durvább homokrétetre (homok frakció aránya 85% és 87%), és két finomabb szemcseméretű szintre (homok frakció aránya 75% és 71%). A középső, II. zónában (195-85 cm) enyhén megnő az agyagfrakció aránya, 4-9%-ról 7-10%-ra, így a minták átlagos szemcsemérete is kisebb ($d_{90\text{átl}} = 342 \mu\text{m}$). A zóna alsó szintje csaknem homogén, hiszen a homoktartalom 71-76%, majd a felső szintben (105-95 cm) hirtelen 83%-ra nő. A legfelső, III. zónában (85-30 cm) rakódott le a legdurvább ($d_{90\text{átl}} = 425 \mu\text{m}$) homokanyag. A legnagyobb szemcsék az 1. szintben fordulnak elő ($d_{90\text{átl}} = 504 \mu\text{m}$), majd ezt a réteget egy finomabb ($d_{90\text{átl}} = 386 \mu\text{m}$), egy durvább ($d_{90\text{átl}} = 412 \mu\text{m}$), majd ismét egy finomabb ($d_{90\text{átl}} = 371 \mu\text{m}$) réteg fedte le. OSL kormeghatározás segítségével három mintának a korát mértem meg ebből a szelvényből, melyek mindegyike igen fiatal: $0,30 \pm 0,15$ ka (OSZ264), $0,23 \pm 0,03$ ka (OSZ265) és $0,32 \pm 0,07$ ka (OSZ266). A formától északra egy jól felismerhető szélbarázda található. Valószínűleg emberi hatásra (pl. legeltetés vagy égetés) innen halmozódhatott át az anyag a garmadát kialakítva. A minták szemcsemérete azt sugallja, hogy ez legalább három fázisban történt,

azonban az OSL mérés korlátai és hibája miatt egyértelműen nem adható meg a homokmozgások pontos száma. Csupán arra lehet következtetni, hogy a 17-18. század folyamán kb. 130 év alatt legalább háromszor lendülhetett mozgásba a homok ezen a területen.



5.10. ábra: A garmadák szemcse-összetételi eredményei

A másik megfűrt garmada anyagának (**K9. fűrásszelvény**) szemcseösszetétele kevés változatosságot mutat (5.10. ábra), ezért zónákat nem, csak szinteket különítettem el. A homokfrakció aránya 69-81%, melyből 35-44% a finom homok aránya ($d_{90\text{átl}} = 330 \mu\text{m}$). A kovárvánnyal tagolt, 2., 4. és 6. szintekben az iszap és agyag aránya magasabb (33%, 35% illetve 18-27%). A viszonylag homogén szelvényből arra lehet következtetni, hogy a forma valószínűleg egy homokmozgási szakaszban alakulhatott ki.

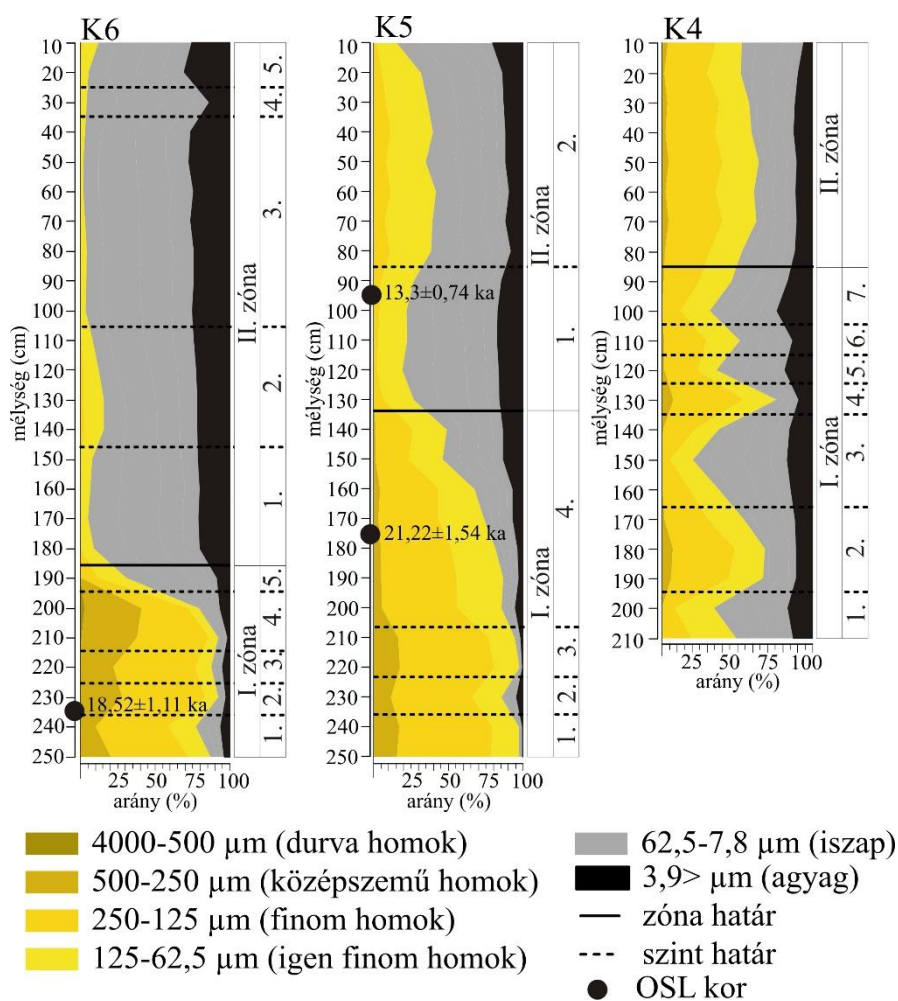
Tehát összességében elmondható, hogy a garmadák anyaga viszonylag homogén, ami arra utal, hogy rövid idő alatt halmozódott fel. Ezek a formák fiatalok, a történelmi idők homomozgásai során alakulhattak ki.

Hosszanti forma anyaga

A hosszanti formák változatos méretű (ívhosszuk 34-5600 m közötti), megnyúlt, közel egyenes formák. Nagy számban fordulnak elő a mintaterületen igen elszórtan, állhatnak önmagukban, de nagy és közepes méretű parabolabuckákra is települhetnek.

A kistáj nyugati részén egy észak-dél irányú hosszanti formát hossz tengelye mentén, három helyen fűrtünk meg. A legészakibb, **K6 szelvényben** a löszös és a homokos réteg közötti határvonal igen éles, mely alapján két zónát különítettem el (5.11. ábra). Az I. zónában (250-185 cm) a homok frakció dominál a mintákban (77-92%, $d_{90\text{átl}} = 294 \mu\text{m}$). A különböző szemcseméretű homokok aránya alapján öt szint határolható le.

A felszínhez közeledve a középszemű homok aránya növekszik, a 4. szintben éri el a csúcst (38%), ahol a durva homok aránya is mérhető a mintában (2,5%). Egy átmeneti szint (5. szint) vezet át a II. zónába (185-0 cm), ahol az iszap frakció a domináns (74-89%, $d_{90\text{átl}} = 52 \mu\text{m}$). A zónát tagolja egy homokos löszréteg (II/2 szint: 145-105 cm; 15% homoktartalom) és a II/4-es iszapos eketalpréteg (35-25 cm, 89% iszaptartalom). A szelvény I/2. szintjéből (230-240 cm) vett homok OSL kora $18,52 \pm 1,11 \text{ ka}$ (OSZ858). A homokos réteg felső része (180-210 cm) a legdurvább, amely arra utal, hogy az eolikus tevékenység során a finomanyag kiszitálódott, a durvább pedig helyben feldúsult. A rá települt lösz kora feltételezésünk szerint azonos a K5 szelvény 90-110 cm mélységből vett OSL mintájával (OSZ856: $13,3 \pm 0,74 \text{ ka}$), mivel ugyanazon formát borító löszös köpenyből származnak.



5.11. ábra: A hosszanti formák szemcse-összetételi eredményei

A hosszanti forma középső részén mélyített **K5 fúrásszelvényben** is elkülönül egy homokban gazdagabb alsó, és egy iszapban és agyagban gazdagabb felsőzóna (5.11. ábra). Az alsó zónában (250-135 cm) a homok aránya fokozatosan 97%-ról 49%-ra csökken, a középszemű homok pedig eltűnik belőle ($d_{90\text{átl}} = 235 \mu\text{m}$). Az iszap- és agyagtartalom 235-225 cm között hirtelen megnő (14%), majd lecsökken (3%), és csak fokozatosan emelkedik egész 51%-ig, ami alapján az alsó zónát négy szintre tagoltam. A II. zónában (135-0 cm) az iszapfrakció dominál (53-73%, $d_{90\text{átl}} = 110 \mu\text{m}$), azonban 85 cm felett a homoktartalom ismét enyhén megnövekszik (35-41%), amely alapján a zónát két szintre osztottam. OSL kormeghatározás céljából a homokos I/4. szintből (170-180 cm) és a II/1. szint löszös rétegből (90-100 cm) is vettünk mintát. A homokos réteg a

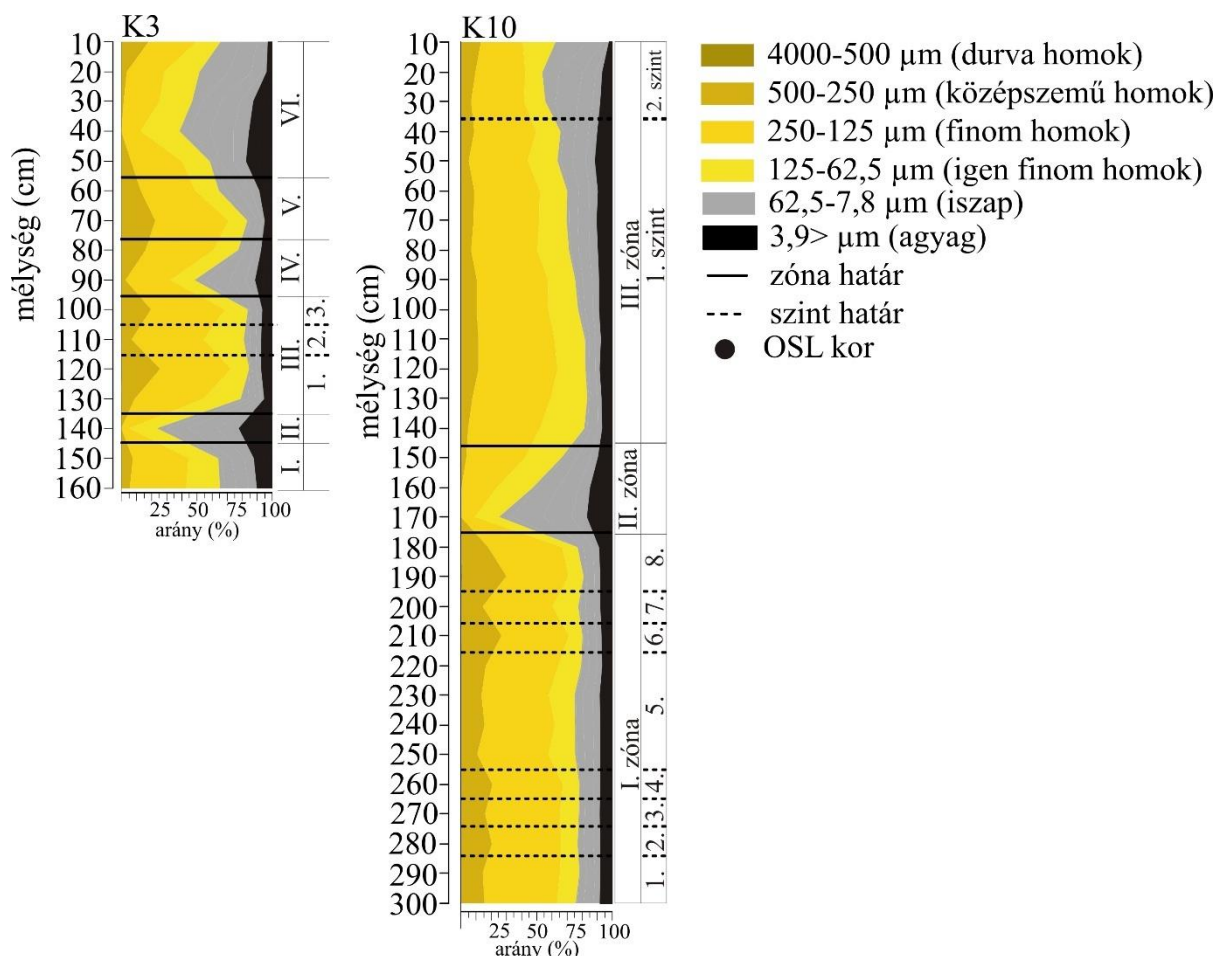
legidősebb kort adta a mért minták közül (OSZ857:21,22±1,54 ka), vagyis idősebb a tőle északra található K6 fúrás aljáról származó homoknál is (OSZ858: 18,52±1,11 ka). A forma így valószínűleg egy maradékgerinc, mely a korábbi felszint megbontó defláció során alakult ki, akkor, amikor a kistáj más részein nagy parabolabuckák képződtek. A rá települt kb. 130 cm vastag lösz kora 13,3±0,74 ka (OSZ856), valamint a D2 fúrás 200-210 cm mélyről származó (OSZ268: 13,86±1,93 ka) és a 270-280 cm mélyről vett (OSZ269: 11,94±1,29 ka) mintáival egykorú.

A hosszanti forma legdélebbi, **K4 mintavételi pontjának** szelvényében az alsó homokban gazdag és a finomabb fedő zóna kevésbé élesen különülnek el (5.11. ábra). Az alsó, I. zónában (210-85 cm) a homoktartalom 20-75% között változik ($d_{90\text{átl}} = 173 \mu\text{m}$), és benne homokban és iszapban gazdagabb szintek váltakoznak. Az I. zóna 2. és 4. szintjében erőteljesen megnőtt a homoktartalom (54-68% illetve 76%, $d_{90\text{átl}} = 215 \mu\text{m}$, $d_{90} = 238 \mu\text{m}$), majd a 6. szint homokos, de középszemű homokot már nem tartalmazó (52% homoktartalom, $d_{90} = 185 \mu\text{m}$) rétegei következnek. A fenti homokos rétegek között magas az iszapfrakció aránya. A II. zóna egységes szemcseösszetételű, benne az iszap és agyagfrakció aránya végig 36-48% körül van ($d_{90\text{átl}} = 202 \mu\text{m}$), ezért a II. zónában szinteket nem határoltam le. A I. zóna löszös homok és homokos lösz rétegeinek váltakozása akkor alakulhatott ki, amikor a forma északi részen összefüggő finom anyagból álló fedő képződött a késő glaciális legvégén.

A vizsgált hosszanti formát takaró homokos iszap és iszapos homok réteg szélirányban durvult és egyre vékonyabbá vált. Az alsó homokos zónák legfelső szintje a legdurvább szemcseösszetételű, amely jelzi az egykori felszint, amelyből az eolikus tevékenység során a nagy szemcsék lokálisan feldúsultak, ahogy a finomanyag kiszitálódott. Ez a rétegzettség a maradékgerincek jellemzője. A maradékgerincen, illetve a közepes parabolabuckákon (D2) mért OSL koradatok alapján pedig amíg Kelet-Belső-Somogy déli részén közepes parabolabuckák alakultak ki, addig a peremi területeken a kiszitálódott finomabb anyag halmozódott fel homokos lösz vagy löszös homok formájában, befedve a maradékgerincet.

Deflációs laposok anyaga

A vízhatással erősen érintett és vaskiválásokkal tagolt, korábbiaktól eltérően szürke színű homokból álló **K3 fúrásszelvény** szemcseösszetételének változatossága (5.12. ábra) arra utal, hogy kétféle, eltérő környezet ismétlődött a mintavételi pontnál. A legalsó, I. zónában (145-160 cm) magas a homok aránya (64-65%; $d_{90\text{átl}} = 230 \mu\text{m}$), azonban a következő, II. zónában (135-145 cm) a homoktartalom hirtelen kevesebb, mint a felére csökken (24%, $d_{90} = 103 \mu\text{m}$). Ezt a feltehetően talajosodott réteget fedte be a homokban igen gazdag (79-85% $d_{90\text{átl}} = 274 \mu\text{m}$) III. zóna (95-135 cm). A zóna alsó és felső részét közepes és finomszemű homokban gazdag rétegek képezik. A IV. zónában (95-75 cm) az iszaptartalom jelentősen (18-46%), míg az agyagtartalom (4-5%) kevésbé, de megnő ($d_{90\text{átl}} = 198 \mu\text{m}$). Az V. zóna egy újabb homokbefúvásra utal, hiszen a homoktartalom 64-83%, és jelentősen megnő benne a közepes és finomszemű homok aránya (12-24%, illetve 36-48%; $d_{90\text{átl}} = 304 \mu\text{m}$). A legfelső, VI. zónában (55-0 cm) ismét egy iszapcsúcs figyelhető meg (40-30 cm, 54%), majd a felszín felé a homoktartalom fokozatosan növekszik (39%-ról 66%-ra, $d_{90\text{átl}} = 207 \mu\text{m}$).



5.12. ábra: A deflációs laposok szemcse-összetételi eredményei

A **K10 fúrásszelvény** (5.12. ábra) teljes hosszában a korábbiaktól eltérően szürke színű homokot találtunk, ezért feltételeztük, hogy az üledék kialakításában a korábbiaktól különböző folyamatok is részt vehettek, az anyagot eltérő utólagos hatások érthették. Az I. zóna (300-175 cm) 75-81%-ban homokokból áll ($d_{90\text{átl}} = 287 \mu\text{m}$). Az ismételt eolikus aktivást jelzi, hogy benne 4 durvább homokot tartalmazó réteg jelent meg. Erre egy igen finom szemcseösszetételű, magas iszap-tartalmú (44-66%) zóna települt 175-145 cm között ($d_{90\text{átl}} = 166 \mu\text{m}$). A legfelső, III. zónában (145-0 cm) magasabb a finom és igen finom homok aránya, mint a legalsó zónában ($d_{90\text{átl}} = 244 \mu\text{m}$), miközben a felszín felé fokozatosan növekszik az iszap frakció aránya (16%-ról 46%-ra). Valószínű, hogy a II. zóna és a III/2. szintiszapos rétegei mocsaras környezetben alakulhattak ki, az intenzív mállás révén. A mocsaras rétegek alatt pedig befűvódott a homokkötegek vannak.

Tehát a deflációs laposokra összességében jellemző, hogy homokos és iszapos rétegek váltják egymást. A mélyedésekben pangó vizes, mocsaras környezet alakulhatott ki, amelybe az ismétlődő homokmozgási periódusok során különféle vastagságú homokrétegek hordódtak be és rakódtak le. A két vizsgált szelvény alapján az északi részen többször települt be homokos réteg a mélyedés finomabb üledékei közé, míg a déli részen viszont vastagabb homokrétegek halmozódtak fel.

5.2.3. A homokformák szemcseösszetételének változása táji szinten

A korábbi kutatások (Marosi 1970, Lóki 1981) szerint a hordalékkúp fluvialis anyaga, és ennek megfelelően az eolikusán átdolgozott anyag is északról dél felé finomodik. Ennek megvizsgálásához az egyes szelvények legdurvább összetételű mintáit válogattam le (a középértékek alapján) és ezek d_{90} értékeit használtam fel.

Mivel a formákat kétféle szempont szerint osztottam morfológiai csoportokra, a szemcseösszetétel változás elemzését is elvégeztem az egymásra épülő (hierarchiai) csoportok tagjaira és a morfometriai osztályok szerint is. Az eolikus mezőkön, azaz egy-egy akkumulációs zónán belül nem vizsgálható megfelelően a változás dinamikája. Ennek egyik oka, hogy a fúrások döntő többségét a buckák feji részén mélyítettük, vagyis a minták nagy része az akkumulációs zónák legdélebbi részéből származik. Továbbá a mintavételi helyek egymástól csupán 1-2 km-re találhatók, így nem reprezentálják megfelelően az egész akkumulációs zónát. Így az elemzéseket csak az egész tájra, valamint 1-1 formára végeztem el.

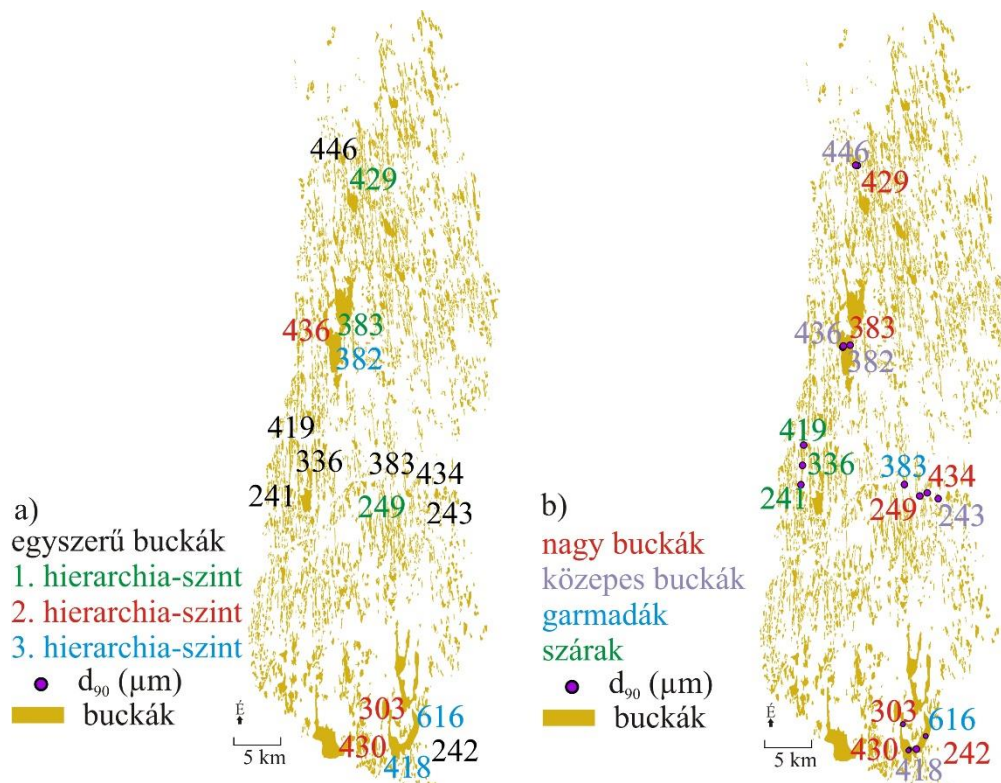
A szelvények legdurvább mintáinak d_{90} értékei alapján (5.13.a. és b. ábra) megállapítható, hogy északon durvább anyag található ($d_{90}=382-446\text{ }\mu\text{m}$), majd a kistáj közepe felé csökken a szemcseméret ($d_{90}=241-419\text{ }\mu\text{m}$), a legdélebbi területeken viszont ismét megnő ($d_{90}=242-616\text{ }\mu\text{m}$). Ez ellentmond a korábbi kutatások egyértelműen dél felé csökkenő szemcseméretet leíró eredményeinek, amelynek magyarázata abban rejlik, hogy a homokminták különböző korúak, illetve különböző formákat képviselnek.

Az egymásra épülő hierarchiai csoportok közül az egyszerű buckák és az 1. hierarchia-szinthez tartozó formák anyagamatat szélirányban egyértelmű finomodást (5.13. a. ábra). Az egyszerű buckák d_{90} értéke $446\text{ }\mu\text{m}$ -ról $242\text{ }\mu\text{m}$ -ig, míg az 1. hierarchia-szinthez tartozó formáké $429\text{ }\mu\text{m}$ -ról $249\text{ }\mu\text{m}$ -ig csökken dél felé haladva. Ennek oka valószínűleg az eredeti üledék szemcseösszetételi különbségeiből adódik, hiszen a fluvialis fekvő anyaga is északról dél felé finomodik. A három 2. hierarchia-szintű minta alapján is finomodik szélirányban a szemcseméret ($436\text{ }\mu\text{m}$ -ról $430\text{ }\mu\text{m}$ ill. $303\text{ }\mu\text{m}$ -ra csökken). A 3. és 4. hierarchia-szintű, kiemelt helyzetű formáknál azonban éppen ellentétes trend figyelhető meg, hiszen $382\text{ }\mu\text{m}$ -ról $616\text{ }\mu\text{m}$ -re növekszik a legdurvább minták d_{90} értéke. Ennek oka, hogy a 3. hierarchia-szintű formák lokális csatornahatás miatt alakulhattak ki, amelyekben durvább anyag is mozoghat, valamint ezek legfiatalabb formák, ezért korábbi deflációs periódusokban már elszállítódott a felszínről az anyag, így a forrásanyag az eredeti hordalékkúp alsóbb rétegeiből származhatott, ahol a hordalékkúpokra jellemzően durvább üledék található.

Az egyes hierarchiai csoportok értékeinek átlagát nézzük, akkor megállapítható, hogy az egyszerű formák a legfinomabb összetételűek ($d_{90\text{átlag}} = 313\text{ }\mu\text{m}$), ennél durvábbak az 1. hierarchia-szint ($d_{90\text{átlag}} = 354\text{ }\mu\text{m}$) formái. A 2. hierarchia-szintű formák átlagértékei is tovább durvulnak ($d_{90\text{átlag}} = 390\text{ }\mu\text{m}$), a legdurvábbak pedig a 3. hierarchia-szintű formák ($d_{90\text{átlag}} = 472\text{ }\mu\text{m}$). Tehát minél kiemeltebb helyzetű egy forma, annál durvább d_{90} értékekkel rendelkezik, hiszen forrásanyagként a hordalékkúp egyre mélyebb, így egyre durvább szemcseösszetételű rétegei álltak rendelkezésre. A defláció és az eolikus akkumuláció mintegy megfordította a hordalékkúp rétegzettségi viszonyait.

A formák morfometriai osztályai közül a nagy parabolabuckákban mind az öt földrajzi egységben (3.4. ábra) előfordulnak durvább és finomabb d_{90} értékekkel rendelkező minták is (5.13. b. ábra), tehát szélirányban a finomodás nem mutatható ki a legidősebb formák anyagában. A közepes méretű parabolabuckák adataiból északról dél felé finomodás mutatható ki, hiszen a d_{90} értékek $446\text{ }\mu\text{m}$ -ról $246\text{ }\mu\text{m}$ -re csökkennek. Azonban legdélebbi földrajzi egységből vett minta nem illeszkedik a trendbe, mivel d_{90} értéke $418\text{ }\mu\text{m}$. A két megfúrt garmada közül is a legdélebbi földrajzi egységből származó

durvább ($616\ \mu\text{m}$), mint az északi ($383\ \mu\text{m}$). A fiatal garmadák kialakulása során valószínűleg antropogén hatásra megbontott nyílt homokfelszínekről helyeződött át az anyag igen kis távolságot megtéve, ezért az adott helyen rendelkezésre álló, kifűvódott anyag határozza meg a forma szemcseösszetételét. Tehát a legdélebbi, hatalmas akkumulációs zóna jellegében különbözik: vagy durvább volt a fekvő, vagy ilyen nagy mennyiségű homok felhalmozásához mélyebbről is kifújta a szél az anyagot, ahol a hordalékkúpok lefelé durvuló szerkezete miatt durvább is lehetett.

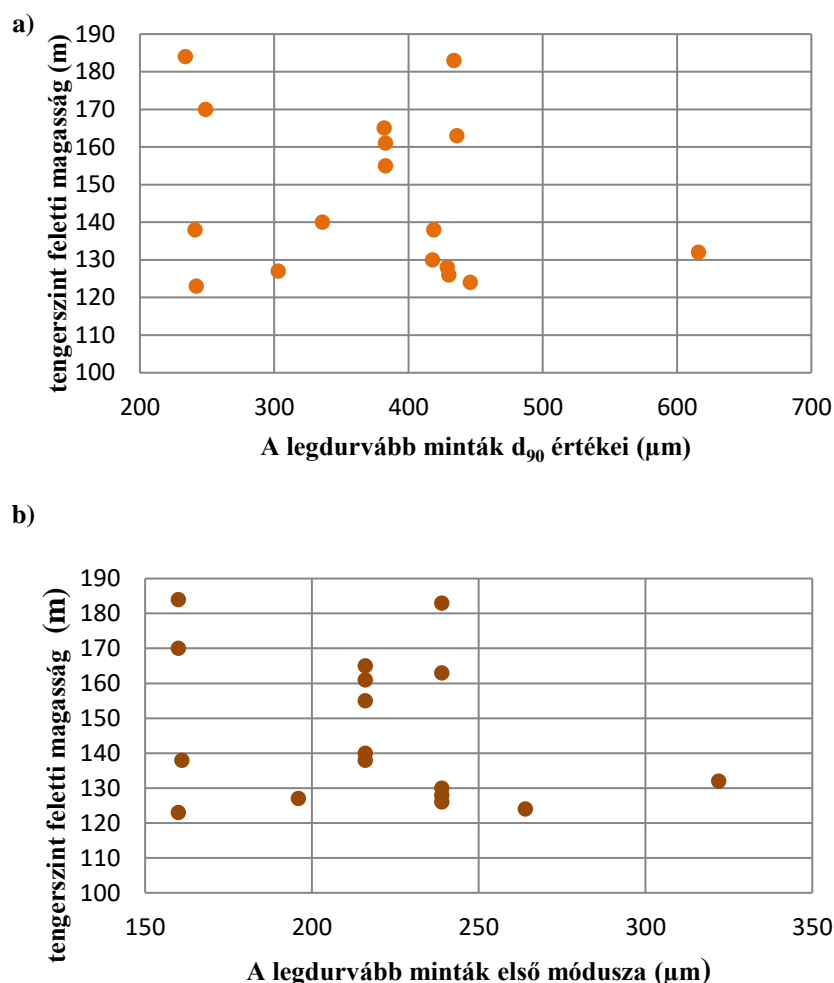


5.13. ábra: A legdurvább minták D_{90} értékei hierarchiai csoportok és morфомetriai osztályok szerint

A csoportok átlagértékei a nagy formáktól ($d_{90\text{átlag}} = 353\ \mu\text{m}$) a közepeseken át ($d_{90\text{átlag}} = 385\ \mu\text{m}$) a garmadáig ($d_{90\text{átlag}} = 499\ \mu\text{m}$) fokozatosan durvulnak. Tehát a formák méretének csökkenésével durvul a szemcseméretük, azonban koruk is egyre fiatalabb.

Egy-egy formán belül az észak-déli irányú finomodás lehangsúlyosabban a három helyen megmintázott maradékgerinc anyagában mutatható ki, hiszen a d_{90} értékek $419\ \mu\text{m}$ -ről $336\ \mu\text{m}$ -ra, majd $241\ \mu\text{m}$ -re csökkennek. (5.13. b. ábra – szárak). Az íves formák közül a déli részen található nagy parabolabuckán belül megfigyelhető, hogy a szár anyaga finomabb ($d_{90}=303\ \mu\text{m}$), mint a feji részen vett homok ($d_{90}=430\ \mu\text{m}$). Ennek oka, hogy a szár alacsonyabb, nedvességben gazdagabb, így a növények korábban megkötötték, melyek között a nagyobb súrlódás miatt finomabb anyag rakódott le.

A magasabban fekvő területeken jellemzőbb a finomabb szemcseösszetételű hordalék lerakódása, míg a durvább üledékek a kevésbé kiemelt részekben fordulnak elő gyakrabban. Azonban a 17 vizsgált szelvény adatai szignifikánsan nem különböznek, hiszen finomabb üledék az alacsonyabb térszíneken is előfordulhat (5.14.a. ábra).



5.14. ábra: A szelvények legdurvább mintáinak d_{90} értékei (a) valamint első módusz értékei (b) és tengerszint feletti magasságuk kapcsolata

A szelvények legdurvább mintáinak tengerszint feletti magassága és első módusz-értékeik (5.14.b. ábra) alapján sem állapítható meg magassághoz köthető elkülönülés, azonban a móduszok hat nagyon jól elkülönülő értéket vesznek fel. Ebből arra lehet következtetni, hogy legalább hat jól elkülönülő, más-más energiájú eróziós-akkumulációs periódus során halmozódhattak fel az üledékek.

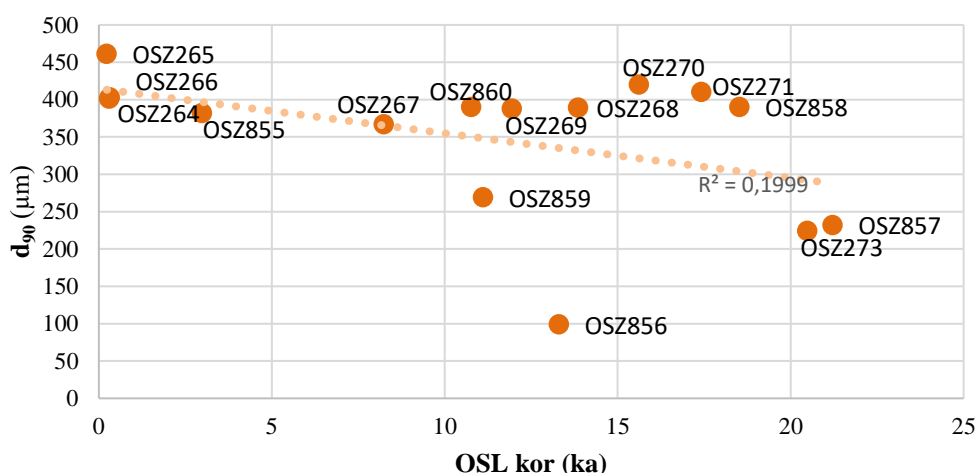
5.2.4. A szemcseösszetétel és az OSL korok összefüggései

Az OSL korok és a szemcseösszetétel ismeretében következtetni lehet, hogy az adott szélesemény során mely szemcsefrakció szállítódott. Korábbi irodalmi adatok (Marosi 1970, Lóki 1981) szerint a késő glaciális óta a szélesebesség fokozatosan csökkent, így az eolikus tevékenység kiterjedése és egyben a megmozgatott szemcsenagysága is csökkent. Ugyanakkor megvizsgálva az OSL minták d_{90} értékeit (5.15. ábra) azt kaptam, hogy az idősebb korú mintákra némileg finomabb szemcseösszetétel jellemző, majd fokozatosan durvult a megmozgatott homok szemcsemérete, bár a két változó közötti kapcsolat nem szignifikáns ($R^2=0,1999$). Azonban a trendbe legkevésbé illő minta (OSZ856: $13,31 \pm 0,74$ ka) egy maradékgerincet befedő löszös rétegből vettem (5.11. ábra), így tehát nem a buckák anyagát reprezentálja. A mintát figyelmen kívül hagyva az OSL kor és a d_{90} érték közötti összefüggés lényegesen

szorosabb ($R^2=0,303$), vagyis a fiatalabb homokmozgások során durvább anyag szállítódott.

A legfiatalabb, $0,23\pm0,03$ ka (OSZ265), $0,30\pm0,15$ ka (OSZ264) és $0,32\pm0,07$ ka (OSZ266) korú minták szemcseösszetétele igen durva (d_{90} értékeik. 461 μm , 401 μm és 403 μm), vagyis még a késő glaciális (17-18 ezer éves) homokoknál is nagyobb szemcseméretűek, ami arra utal, hogy erős szelek kellettek a szubatlantikus fázis-beli kötött homok megmozgatásához.

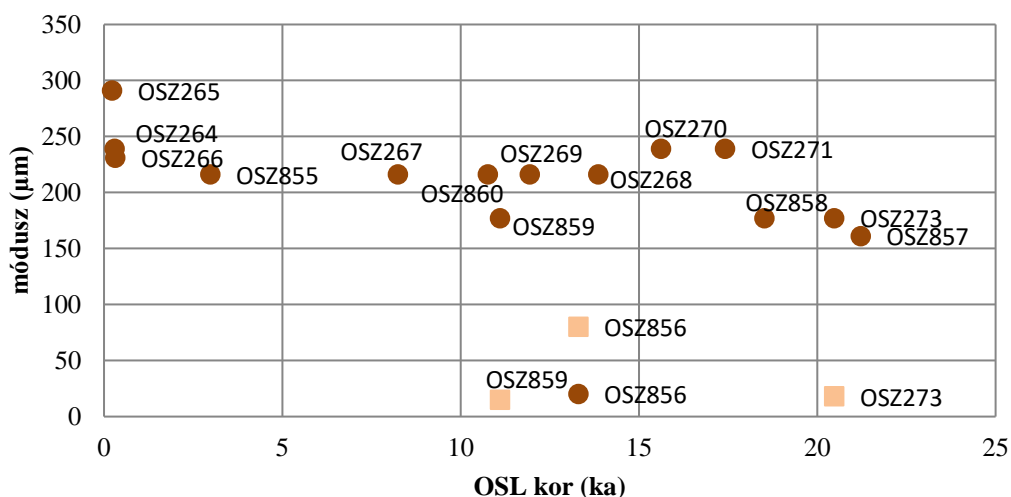
A fentiekből következik, hogy megfelelő körülmények között – száraz, nyílt homokfelszín, szélcsatorna-hatás – a szél ma is képes lehet a durvább frakciójú homok szállítására, annak ellenére, hogy az utolsó glaciális után a klíma fokozatos enyhülésével a növényzet egyre sűrűbbé vált (Járainé-Komlódi 2000), ami lecsökkenthette a felszín közeli szélesebséget és megköthette a homokot.



5.15. ábra: Az új OSL korok és szemcseösszetétel kapcsolata mintánként

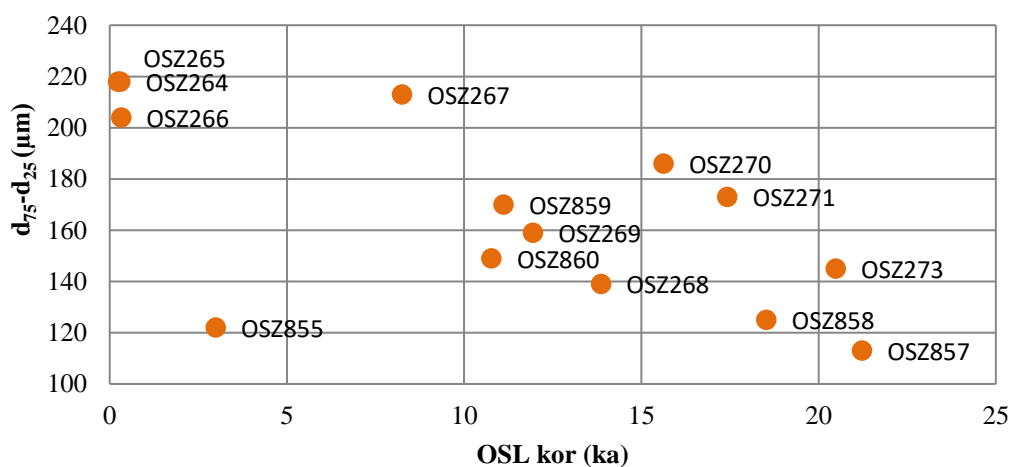
A minta szemcseösszetételét jól jellemző további paraméter a módusz. A homokanyag szemcseösszetételének módusza és OSL kora a d_{90} értékekhez hasonló trendet mutat (5.16. ábra). A fiatalabb minták szemcseösszetételi görbéinek módusza fokozatosan emelkedik 150 μm -ről 300 μm -re, vagyis a minél fiatalabb egy minta, annál nagyobb az első módusza, tehát a domináns szállított szemcsefrakció egyre durvább. A két változó közötti statisztikai kapcsolat azonban nem egyértelműen reális, a 14 adatpár esetén a korrelációs együttható csupán $R=-0,67$. Ennek oka részben az lehet, hogy a közel hasonló korú mintáknál is eltérő értékeket mértünk, mivel egy homokmozgási fázisban az eltérő területeken a rendelkezésre álló homok változatossága és a helyi széláramlási viszonyok miatt enyhén eltérő energiájú ülepedési környezetre jellemző anyagok rakódtak le.

A minták második módusza utalhat arra, hogy az eolikus tevékenységen kívül más folyamatok is részt vettek az üledék szemcseösszetételének kialakításában (D5 – OSZ273, K7 – OSZ859 és K5 – OSZ856 szelvények és minták), például az eolikusán szállítódott homok felszínének stabilizálódásával megindulhatott rajta a talajosodás, az erózió során kiszitált finom homok és por felhalmozódhatott a szélárnyékos helyeken, vagy a talajvízmozgás hatására a finom frakció feldúsult és a mállás intenzívebbé vált.



5.16. ábra: OSL korok és a móduszok (kör – első módusz; négyzet – második módusz) összefüggései

Az üledékek kora és d_{90} értékei, valamint móduszaik között kimutatott korreláció 14 adatpárra nem szignifikáns ($R^2=0,449$), ezért megvizsgáltuk a korok és az osztályozottság összefüggéseit is. A minta osztályozottságát jól jellemzi a d_{75} és d_{25} értékek különbsége. Minél kisebb a különbség ezen a szakaszon annál osztályozottabb az anyag (Báldi 1978). A diagram azt mutatja, hogy minél fiatalabb egy minta, annál rosszabbul osztályozott ($R^2=0,742$, 5.17. ábra). Tehát az idősebb, klimatikus okból bekövetkező, nagyobb kiterjedésű és feltehetőleg tovább tartó homokmozgások során az



5.17. ábra: OSL korok és a D_{75} és D_{25} különbségének (osztályozottság) összefüggései

colikusan átdolgozott anyag igen jól osztályozottá vált. Azonban az antropogén hatásra meginduló fiatal homokmozgások lokálisan fordultak elő a bolygatott területeken, és a sűrű növényzet miatt fellépő szélcsatorna-hatás miatt a teljes rendelkezésre álló homokfrakció mozgásba lendült (Lóki 1981), azaz a durvább anyag sem maradt helyben, hanem kis távolságra szállítódva alig osztályozódott.

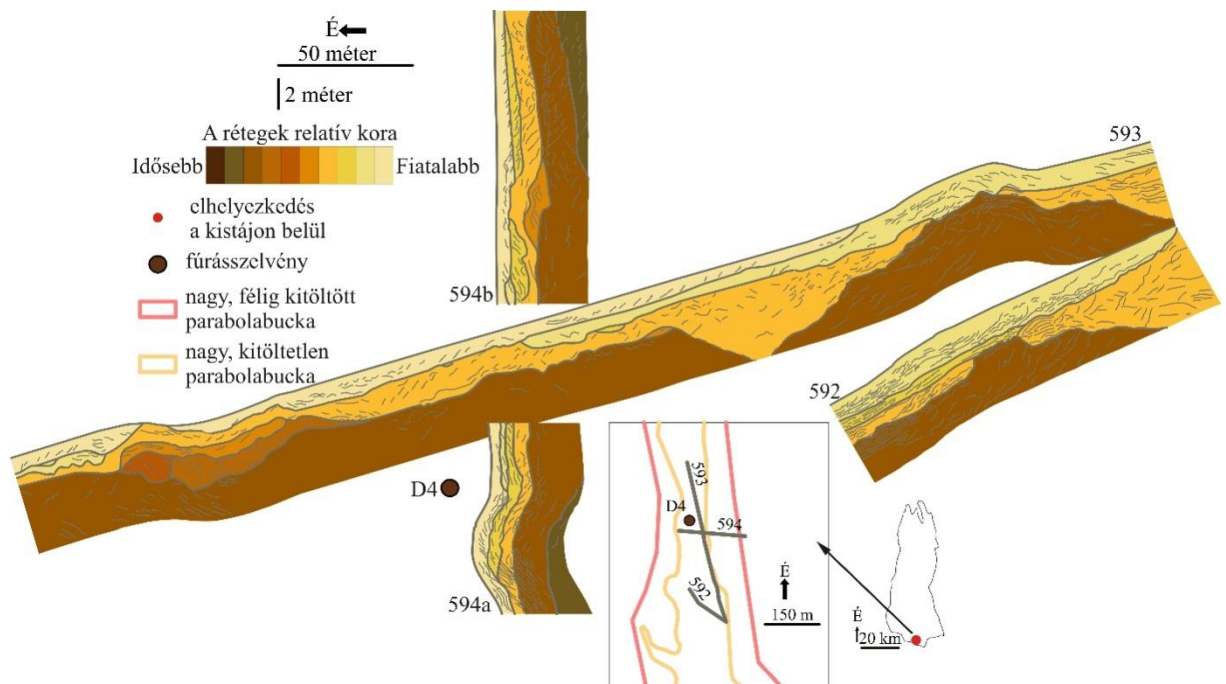
5.3. A formák belső szerkezete

A) Egymásra települt nagy méretű, félig kitöltött és kitöltetlen parabolabuckák szárának belső szerkezete

A D4 fúrásszelvényt egy 2. hierarchia-szintű nagy, kitöltetlen parabolabucka nyugati szárán mélyítettük, míg a forma rétegzettségét feltáró radarszelvényeket pedig a bucka szárának mentén É-D-i irányban, illetve arra merőlegesen, keresztezve a vándorlás irányát, valamint átlósan, a fekében lévő 1. hierarchia-szintű nagy, félig kitöltött parabolabucka feltárására (5.8. ábra).

A D4 fúrásszelvény pontos helyén terepi akadályok (sűrű, fiatal erdő és aljnövényzet) miatt nem készült radarfelvétel, azonban a fúrásszelvény közelében felvett radarszelvények alapján jól vizsgálható a szár szerkezete. A feltehetően folyóvízi eredetű, legidősebbnek adódó rétegre (594 szelvény keleti és nyugati részén kimutatható csak) települt az 1. hierarchia-szintű, nagy, félig kitöltött parabolabucka, amelynek felszíne nem volt egységes. Az 593 szelvény közepénél egy mélyebb (kb. 3-4 m mélységű), illetve a szelvény északi részénél egy sekélyebb (1-2 m mélységű) negatív forma (feltehetően széllyuk) tagolta a szárát.

Az északi, sekélyebb széllyuk valószínűleg idősebb, amely későbbi, kevés homokanyag lerakásával járó szélesemények során több fázisban töltődött fel (narancsszínű rétegek). Ugyanakkor lehetséges, hogy a délibb, nagyobb mélységű széllyuk csak ebben az időben alakult ki, hiszen itt nem különíthetők el a keskeny homoksávok. Szélirányban lefelé azonban egy kisebb garmadaszerű forma figyelhető meg az 593 és az 594 szelvényeken is, amelyben a széllyuk kialakulása során kifújtt homokból halmozódhatott fel. A felvett radarszelvények alapján azonban ezek a réteghatárok nem különíthetők el egyértelműen, csak a finom rétegzettség irányának változásából következtethető.



5.18. ábra: A D4 fúrásszelvény közelében egymásra települt nagy méretű, félig kitöltött és kitöltetlen parabolabuckák szárának belső szerkezete

A következő jelentősebb eolikus fázisban alakulhatott ki a 2. hierarchia-szinthez tartozó nagy, kitöltetlen parabolabucka, amelynek anyaga eltemette a mélyebb széllyukat is, valamint a forma nagy részét befedte (világos narancssárga szín). A D4 fúrásszelvény aljából vett OSL minta ezt a réteget tárja fel (OSZ272: $17,02 \pm 2,23$ ka) vagyis az Utolsó Glaciális Maximum végén új formák alakultak ki és jelentősen módosult a felszín. A korábban eltemetett, sekélyebb széllyuk helyén, amely erre az időszakra már több szakaszban feltöltődött, az új homokrétegek érkezésével egy kisebb garmada alakult ki (geomorfológiai inverzió).

A pleisztocén végi és/vagy holocén homokmozgások során két újabb lefelszerű réteg (világos sárga színek) rakódott le a vizsgált területen, azonban új formák nem alakultak ki, a felszín kiegyenlítődt.

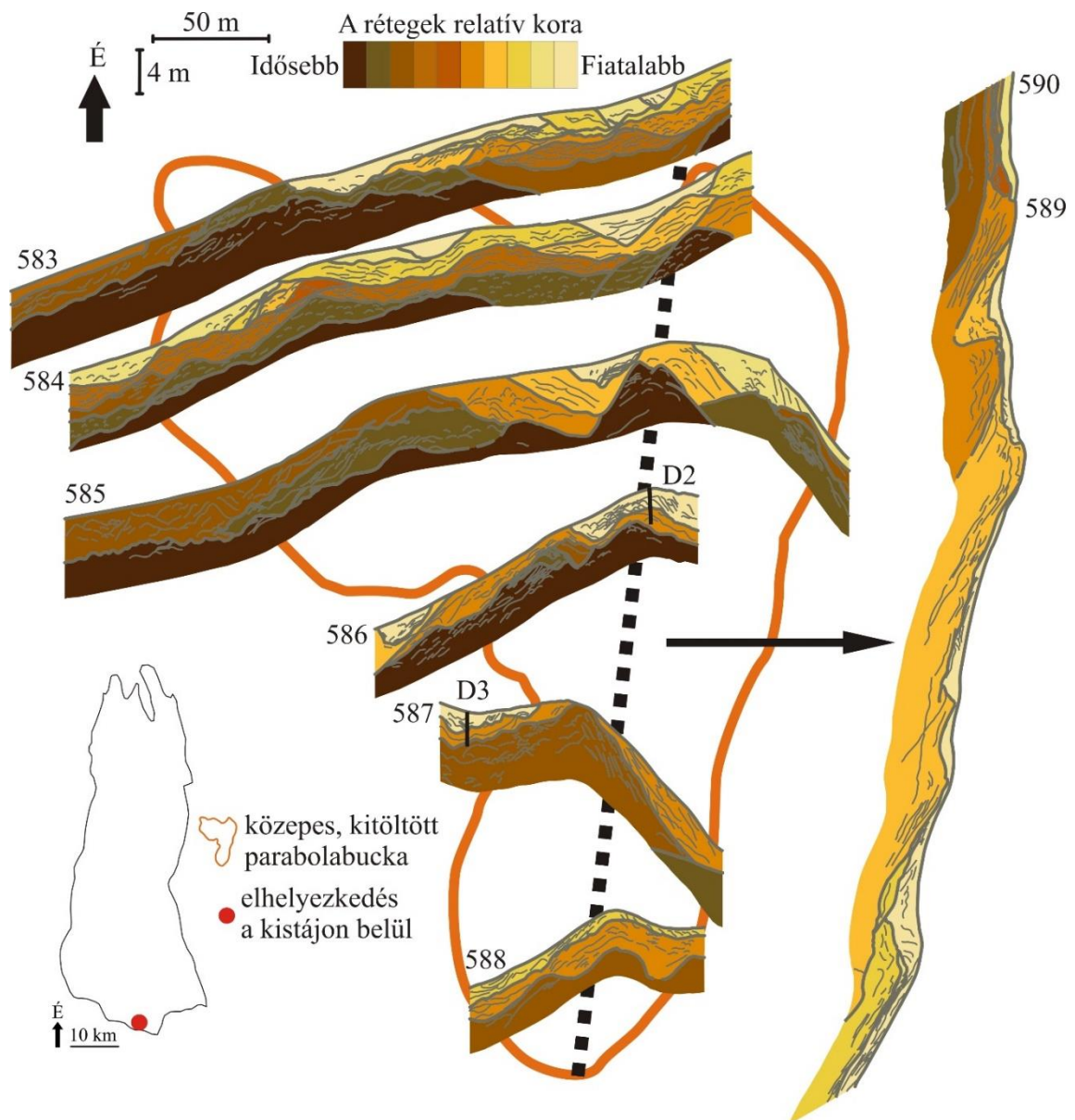
B) Egy közepes, kitöltött parabolabucka belső szerkezete

Az D2 fúrásszelvényt egy 3. hierarchia szintű, közepes méretű, kitöltött parabolabucka fejirészen mélyítettük, míg a D3 fúrásszelvényt a közepes bucka fekjét képező 2. hierarchia-szintű, nagy, kitöltetlen parabolabucka feji részén. A formarendszer rétegzettségét feltáró radarszelvények az uralkodó északi szélirányra közel merőlegesen (583-588 szelvények), valamint széliránnyal párhuzamosan (589-590 szelvények) kerültek felvételezésre (5.19. ábra).

A vizsgált közepes, kitöltött parabolabucka rétegzettségéről egyértelmű információval szolgál a hosszanti (589-590) szelvény (5.19. ábra), amely a közepes parabolabucka karjai által határolt kifúvásos mélyedéstől indul a bucka fejének irányába. Ennek a szelvénynek a legészakabbi részén megjelenik a legidősebb radarfáciés (sötétbarna színek) és erre épülnek a fiatalabb rétegek, ami igazolja, hogy a feltöltődés, illetve a vándorlás iránya az uralkodó északi szeleknek megfelelően É-D irányú volt. A szélirányra merőleges, nyugat-kelet irányú kereszt-szelvényekben található legidősebb fáciest vizsgálva (5.19. ábra: 583-586 szelvény) megállapítható, hogy a bucka valószínűleg kevésbé kitöltött alakú, hajtúszerűbb forma volt korábban. Erre utal az, hogy az 585 szelvény keleti részén megjelent egy idős, a bucka fejére jellemző rétegzettségű, magas forma, ami tehát a bucka egykori legmagasabb, központi része volt. A későbbi szélesemények eredményeképpen először a forma nyugati szárnya épült, majd a vándorlásnak megfelelően a déli részen is egyre nagyobb mennyiségű homok halmozódott fel. Ezzel egyidőben a bucka két szára közötti központi mélyedés is kezdett feltöltődni. Az ekkor lerakódott rétegek kisebb kiterjedése azt jelzi, hogy a feltöltődés lassabb ütemben, szakaszosan (feltehetően kisebb széleseményekhez köthetően) történt. A fáciések egymáshoz viszonyított helyzete alapján pedig az is megállapítható, hogy a feltöltődés a nyugati szárny keleti oldalától indult, tehát a nyugatias szeleknek is lehetett szerepe a bucka anyagának átrendezésében. Összesen 5 nagyobb rétegtani egység különíthető el a radar-szelvényeken, amelyeknek folyamatosan csökkent a vastagsága, ami arra utal, hogy a lerakódó homok mennyiség is csökkent, vagyis stabilizálódott a felszín és/vagy az eolikus tevékenység fokozatosan visszaszorult. A felszínen elkülöníthető legfiatalabb fáciés feltehetően már egy ilyen korlátozott széleseményhez köthető, amely során csak a kisebb mélyedések kerültek kitöltésre. Azonban a fáciés belső szerkezetében nem mutatható ki egyértelmű rétegződés, amely gyors lerakódásra, homoklefelyszerű üledék kialakulására utal.

A bucka stabilizálódását követően, feltehetően a formafejlődés utolsó időszakában utólagos szélmarás érte a bucka délnyugati részét. A forma alaprajza is jól mutatja az eróziót, illetve az 586 és az 587 szelvényen keleti felén mutatkozó hiátus is erre utal. Azonban a georadar-szelvényezéssel kimutató volt az is, hogy egy későbbi

széleselemény hatására a szélmarás során kialakult mélyedés részben feltöltődött eltérő rétegzettségű homokkal. Ez az üledék valószínűleg hasonló korú, mint a központi mélyedés feltöltődésének utolsó fázisában lerakódott anyag.

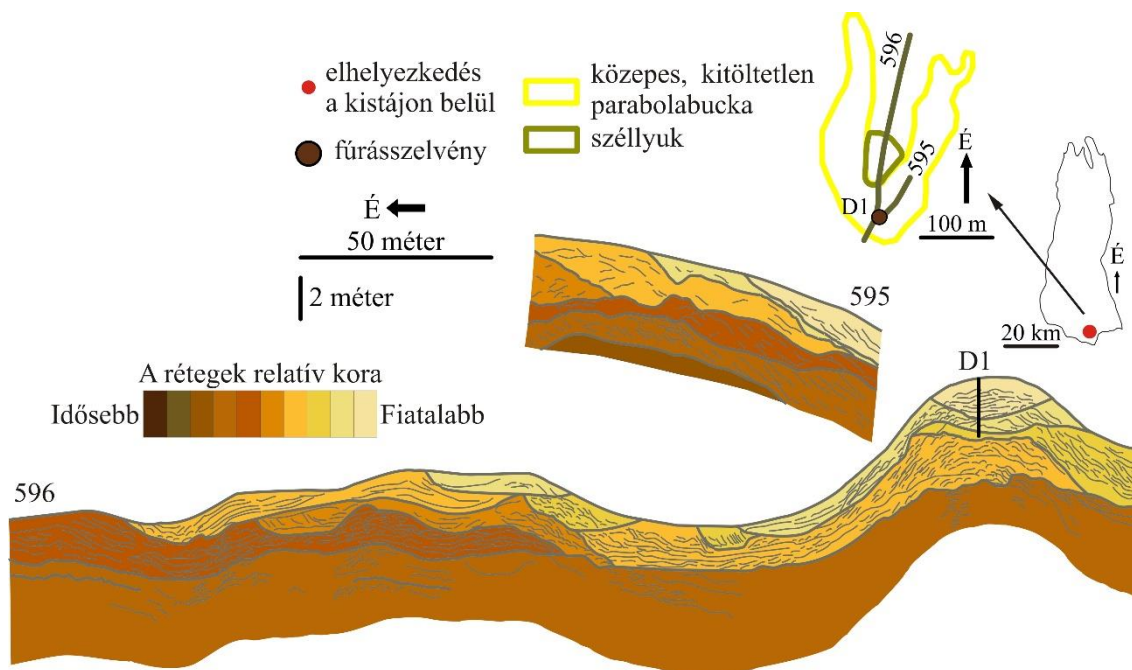


5.19. ábra: A D2 fúrászelvény által feltárt közepes, kitöltött parabolabucka belső szerkezete

Összességében tehát elmondható, hogy a georadar-szelvények mentén konzekvensen követik egymást az egyre fiatalabb fáciesek, és a felszíni domborzat alapján interpretálható az eolikus hordalékmozgás iránya, a forma épülése és a lerakódások sorrendje. A georadar-szelvényezés során figyelembe kell venni, hogy míg a szélirányra merőleges kereszt-szelvényekben kimutatható a formán belüli rétegződés és az egységhatárok is egyértelműen elkülöníthetők, addig a szél irányával párhuzamos hosszanti georadar-szelvényen ezek kisebb mértékben felismerhetők. Ennek megfelelően a hosszanti szelvényen lehatárolható radarfáciesek bár megfeleltethetők a kereszt-szelvényben meghatározottakkal, de a relatív kormeghatározásuk eltérő.

C) Egy közepes, kitöltetlen parabolabucka belső szerkezete

A D1 fúrásszelvényt egy 3. hierarchia-szintű, közepes méretű, kitöltetlen parabolabucka feji részén mélyítettük, míg a forma rétegzettségét feltáró radarszelvényt pedig a bucka É-D-i tengelyében, illetve a keleti szára mentén (5.20. ábra).



5.20. ábra: A D1 fúrásszelvény által feltárt közepes, kitöltetlen parabolabucka belső szerkezete

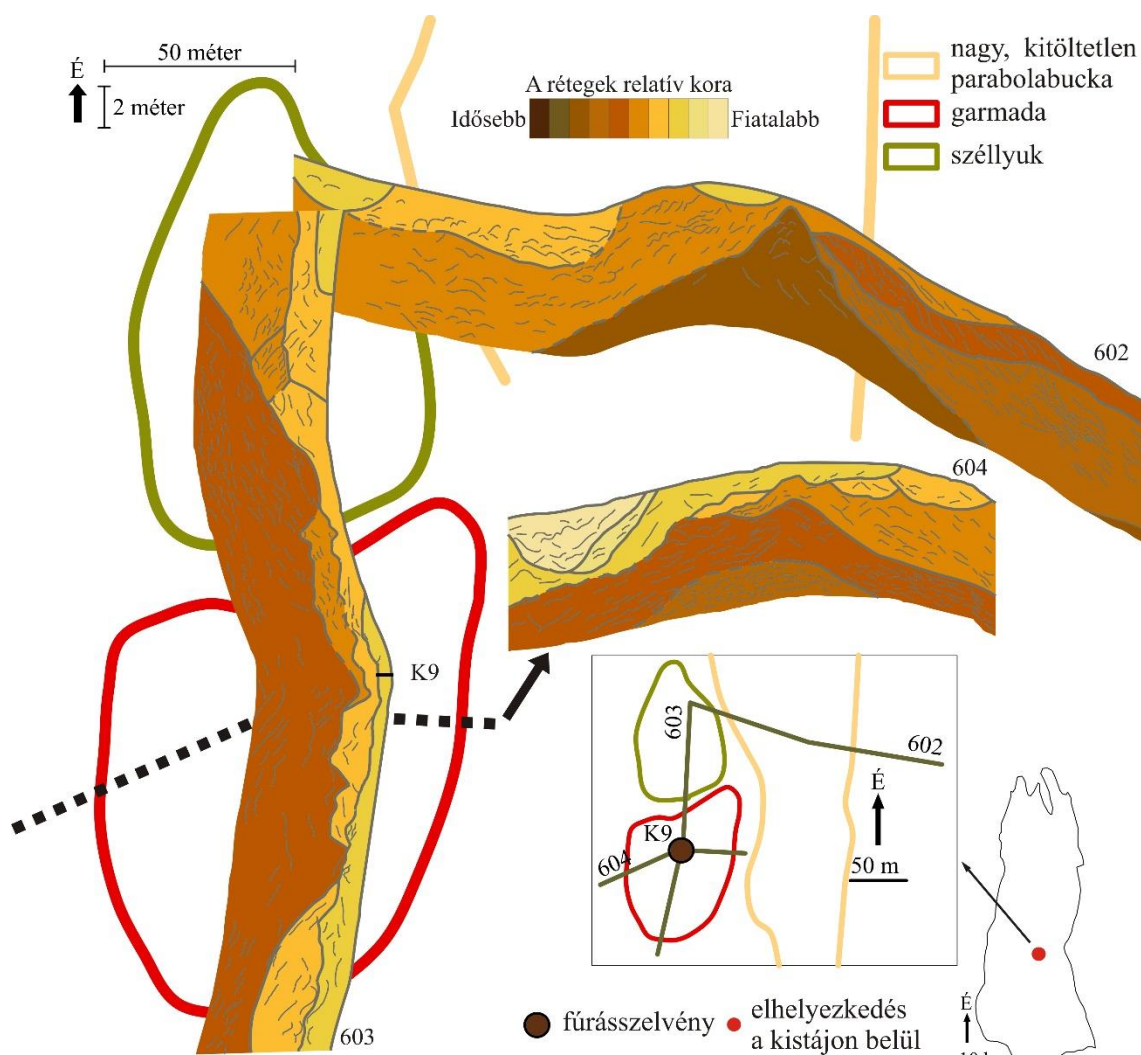
A hosszanti szelvény (596) alapján kirajzolódik a vizsgált bucka fekjében lévő, 2. hierarchia-szintű nagy, kitöltetlen parabolabucka (barna és sötétnarancs színek). A szár mentén készült szelvényben (595) is felismerhető ez a bucka, azonban alatta az 1. hierarchia-szintű nagy, félig kitöltött parabolabucka is (sötétbarna színek) megjelenik, amelyre az egész buckarendszer települt. A 3. hierarchia-szint feltehetően fiatalabb, kialakulása során először kiegyenlített a felszín (világos narancssárga színek), majd a dél felé vándorlás során környezetéhez képest kimagasodott a bucka feji része (sárga színek). A felszínt ezt követően kisebb szélmarások érthették, amelyek aztán lencseszerű lerakódásokban feltöltődtek homokkal (596 szelvény középső része). A szélmarások során a bucka feji részéről is elszállítottak jelentősebb mennyiségű homok, így csökkentve a forma magasságát. Később egy vékony homoklepel fedte be a lealacsonyodott csúcsi részt, illetve a lee oldalon egy újabb, vastag (2-3 m) homokréteg rakódott le. Majd a luv oldalon és a csúcsi régióban kötődött meg a következő fázisban érkező homok. Ugyanakkor a bucka szél felőli előterében kialakult egy széllyuk, a mozgásba lendített homokanyag pedig a bucka csúcsrégiójában lerakódott 1,5-2 méter vastagságban tovább magasítva azt. A szár mentén készült radarszelvény alapján látható, hogy a fiatal homoklepek csak a bucka feji részét, csúcsi régióját alakították át, a szár mentén hamarosan fokozatosan kiékelődnek.

A D1 fúrásszelvényből vett OSL minták eredményei arra utalnak, hogy a bucka csúcsi régióját befedő homoklepek igen fiatal homokmozgások során alakultak ki (OSZ266: $0,32 \pm 0,07$ ka, OSZ256: $0,23 \pm 0,03$ ka, OSZ264: $0,30 \pm 0,15$ ka) szinte egy időben. Vagyis a D1 fúrásszelvény csupán a bucka feji részének átalakulásáról ad információt, egy topográfiai térkép alapján le nem határolható, 4. hierarchia-szintű garmada rétegeit tárja fel.

D) Egy garmada és a hozzá tartozó széllyuk, valamint egy nagy, kitöltetlen parabola-bucka csúcsi mélyedésének belső szerkezete

A K9 fúrásszelvényt egy garmada feji részén mélyítettük, míg a forma rétegzettségét feltáró radarszelvényt pedig a bucka É-D-i tengelyében, illetve arra merőlegesen két helyen: a buckát harántolva, valamint a bucka előterében található széllyukat és a mellettük található nagy, kitöltetlen parabolabucka csúcsi mélyedését keresztezve (5.21. ábra).

A K9 fúrásszelvényből ugyan OSL minta nem került feltárássra, de a szélbarázdához szorosan kapcsolódó, garmada szabályos alakja miatt feltételezhető, hogy fiatal homokmozgás idején alakult ki feltehetően lokális bolygatás hatására, hiszen az egyszerű buckák csoportjába tartozik. A radarszelvények magukban foglalják a közvetlenül a garmada mellett stabilizálódott, a hierarchia alapján szintén egyszerű buckák közé tartozó, nagy, kitöltetlen parabolabucka egyes részeit is.



5.21. ábra: A K9 fúrásszelvény által feltárt garmada és a hozzá tartozó széllyuk, valamint egy nagy, kitöltetlen parabola-bucka csúcsi mélyedésének belső szerkezete

A garmadát szélirányban feltáró 603 radarszelvény alapján megállapítható, hogy a garmada valószínűleg a széllyukból áthalmazott anyagot tartalmazza (sötét narancssárga színek), azonban később a széllyuk részben feltöltődött, míg a garmada szélirány felőli (lúv oldala) tovább magasodott (világos narancssárga színek). Ezt

követően a felszínt egy lepelhomokrétteg egyenlítette ki, amely mindkét formát befedte, a széllyuk mélységét jelentősen csökkentette. A mélyedésben közel kétszer olyan vastag réteg rakódott le, mint a bucka tetején, vagyis a negatív és a pozitív forma közötti különbség jelentősen csökkent. A későbbiekben egy újabb homoklepel fedte be a széllyuk legmélyebb részeit, valamint a garmada feji részét és lee oldalát.

A 604 radarszelvény a garmada rétegeit a szélirányra merőlegesen tárja fel. A bucka magjában itt egy idősebb, a 603 radarszelvényen ki nem mutatható réteg figyelhető meg, amely lehet a fekü hordalékkúp anyaga, illetve korábban kiegyenlítődtől eolikus felszín is, azonban a réteghatár nem egyértelmű. Erre települt a garmada széllyukból kifűjt fő tömege (narancssárga színekód). A következő fázisban megkötődött, világos narancssárga színekóddal jelzett réteg a bucka csúcsi részét magasította, illetve a keleti oldalán legalább 3 méter vastagságban halmozódott fel. A garmada aszimmetrikus épűlése északnyugat irányú másodlagos szelek jelentős, formaalakító hatására utalhat. A későbbiekben több (legalább 4) fázisban homokleplek fedték be a kialakult formát, először csak lencseszerű foltokban (sárga színekód), majd a nyugati oldalt teljesen befedve és ezzel kiegyenlítve a felszínt (zölde színekód). Az északnyugati irányú másodlagos szelek munkaképességét igazolhatja a garmada nyugati oldalán lerakódott homoklepelből kifűjt szélmarás-szerű mélyedés, amely azonban teljesen feltöltődött.

A 602 radarszelvény a széllyuk keresztirányú profilja mellett egy nagy, kitöltetlen parabolabucka csúcsi mélyedését is feltárja. A radarszelvény középső részén ék alakú, sötétbarna színekóddal jelölt réteg ennek a parabolabuckának a magja. Keleti oldalán megfigyelhető következő réteg a garmada keresztzelvényében lehatárolt legalsó réteggel lehet azonos korú. Erre telepűlt egy újabb, szintén csak a nagy parabolabucka keleti oldalán megfigyelhető réteg, amely feltehetően a garmada kialakulásával egyidős. A következő fázisban a parabolabuckát egy vékony (max. 1 m) homoklepel fedte be, azonban ugyanez a réteg a széllyuk jelentős részét feltöltötte, ahogy az a 603 radarszelvényben is kimutatható. A későbbiekben a parabolabucka felszíne stabilizálódott, kisebb szélmarás érte a csűcs nyugati oldalán, míg a széllyuk tovább töltődött fel. Végűl a kisebb szélmarások is feltöltődtek.

6. Összefoglalás

Az eredményeim alapján lehetővé vált Kelet-Belső-Somogy fejlődéstörténeti rekonstrukciója. Morfometriai paraméterek segítségével osztályoztam a területen lehatárolt pozitív és negatív homokformákat, majd tájmetriai adataik segítségével vizsgáltam térbeli eloszlásukat. Meghatároztam az egyes osztályok szemcseösszetételi jellemzőit, illetve georadar segítségével a formák belső szerkezetét. A formák korát, így az aktív eolikus fázisokat pedig OSL kormeghatározással adtam meg. Adataimat kiegészítettem a Kárpát-medencére vonatkozó paleo-klimatikus és paleo-botanikai kutatásokkal, így mért eredményeim beilleszthetők a Dunántúl késő-pleisztocén és holocén fejlődéstörténetébe.

6.1. Formakincs általános jellemzése

Már Kádár (1956) is említette, hogy másodlagos szélmarásokhoz kapcsolódóan a nagyobb formákon újabb szélbarázdák és garmadák alakultak ki, így buckakomplexum jött létre, majd Marosi (1970) írt a würm és a holocén ismétlődő homokmozgásai során keletkezett formagenerációkról Belső-Somogyban. Ugyanakkor dolgozatomban az egyszerű buckák csoportját, illetve négy, egymásra települő hierarchia szintet azonosítottam, amelyek különböző eolikus fázisok során jöttek létre.

A parabolabuckák, mint a félig kötött homokterületek legjellemzőbb formái Marosi (1970) szerint hiányoznak Belső-Somogyból, mivel kialakulásuk feltételei már régóta nem állnak fenn, a rövid életű formák a lassú vándorlás közben kiegyenesedtek és felbomlottak. A nagyjából parabola alakú buckakomplexumokat szélbarázda – maradékgerinc – garmada komplexumnak tartotta. Ehhez igazodva Lóki (1981) is a garmadát írta le a kistáj meghatározó formájának, azonban több típust, köztük hosszanti és parabola alakú garmadát is megkülönböztetett. Ugyanakkor kutatásom során a parabolabuckák ($I < 160$ m) több típusát, egymásra települő generációit sikerült kimutatni.

A korábbi kutatások azt feltételezték, hogy mivel Belső-Somogy nedvesebb éghajlatú a többi hazai futóhomokterülethez viszonyítva, így a szárazabb időszakokban is csak szélbarázda-képződésre volt lehetőség (Marosi 1970). A szélbarázda – maradékgerinc – garmada formacsoport tagjaként Marosi (1970) szerint ez a kistáj leggyakoribb formája, de igen elterjedt formaként említi és a szélbarázda embrionális formájának tartja széllyukat is. Lóki (1981) is fontos formának tartotta a széllyukat, illetve a szélbarázdákat tovább csoportosította nyitottságuk, illetve alakjuk alapján, valamint leírta a nagyobb méretű deflációs mélyedéseket. Kutatásom során a morfometriai paraméterek segítségével azonosítottam a korábban leírt formákat.

Marosi (1967) szerint Belső-Somogyban a homok dél felé vastagszik, amelyből arra következtet, hogy a táj északi részei deflációs felszínek, míg a déliek a felhalmozódás területei. Ezzel szemben vizsgálataim során három akkumulációs zónát határoztam le Kelet-Belső-Somogyban, amelyeket egy eróziós-transzportációs mátrix vesz körbe. A három akkumulációs zóna közül a legészakibb a kistáj északi részén helyezkedik el, ahol Marosi (1967) deflációs felszíneket feltételezett. Ugyan az északi akkumulációs zónában is megtalálható mind a négy hierarchia-szint, illetve nagy, félig kitöltött parabolabuckák adják a zóna alapján, a déli akkumulációs zóna ezek mellett sokkal nagyobb területű, több homokot tartalmaz, komplexebb buckarendszer alakult ki itt. Tehát bár a kistáj északi, középső és déli részén is megtalálhatók a pulzusokban mozgó homok lokális felhalmozódási helyei, a déli rész akkumulációs jellege kiemelkedő.

A korábbi közvetett koradatokhoz képest kutatásom során összetettebb homokmozgási képet kaptam, így adataimat a Kárpát-medencéből leírt klimatikus és botanikai adatokkal vetem össze.

6.2. Kelet-Belső-Somogy fejlődéstörténete

A megmért 22 db OSL minta alapján – a hibahatárokkal is számolva – folyamatos, de feltehetőleg változó intenzitású homokmozgás volt jellemző Kelet-Belső-Somogyban az Utolsó Glaciális Maximumtól (22-23 ezer éve) a preboreális fázisig (10 ezer éve). Ezt követően feltehetően stabilizálódott a felszín, majd a boreális fázisban voltak kisebb kiterjedésű aktívan formálódó foltok. A szubboreális és a szubatlantikus fázisokban pedig feltehetően antropogén hatásra alakultak ki lokálisan újabb formák. Ugyanakkor a korok középső értékének figyelembevételével következtetni lehet arra, hogy az egyes hierarchia-szintek, illetve morfometriai osztályok mikor és milyen sorrendben alakultak ki (6.1. táblázat). Az alábbiakban a korábbi paleo-klimatikus és paleo-botanikai kutatások alapján bemutatom az egyes időszakok ökoszisztémi viszonyait, és ebbe helyezem be az eolikus aktivitásra vonatkozó eredményeimet.

6.1. táblázat: A megmintázott buckák hierarchia-szintjei, morfometriai osztályai és a minták kora

fúrás	mélység (cm)	hierarchia-szint	morfometriai osztály	OSL minta száma	OSL kor (ka)	Kronosztratigráfiai egység
D1	205	4. szint	garmada	OSZ265	0,23±0,03	Szubatlantikus, történelmi idők
D1	105	4. szint	garmada	OSZ264	0,30±0,15	
D1	275	4. szint	garmada	OSZ266	0,32±0,07	
K2	255	2. szint	közepes, kitöltött	OSZ855	2,99±0,19	Szubboreális, Bronz kor
D2	105	3. szint	közepes, kitöltött	OSZ267	8,24±1,24	Boreális
K13	205	egyszerű bucka	nagy, kitöltetlen	OSZ860	10,77±0,71	Preborális
K7	205	egyszerű bucka	közepes, félig kitöltött	OSZ859	11,11±0,64	
D2	275	3. szint	közepes, kitöltött	OSZ269	11,94±1,29	Idősebb és Fiatalabb Dryas
S2	155	1. szint	nagy, kitöltetlen	OSZ571	13,23±1,71	
K5	95	egyszerű bucka	szár/maradékgerinc	OSZ856	13,31±0,74	
D2	205	3. szint	közepes, kitöltött	OSZ268	13,86±1,93	
S1	195	3. szint	közepes, kitöltött	OSZ570	14,73±0,98	
S5	195	2. szint	nagy, kitöltetlen	OSZ574	15,08±2,32	Legidősebb Dryas
S4	195	2. szint	közepes, félig kitöltött	OSZ573	15,18±1,62	
D3	105	2. szint	nagy, kitöltetlen	OSZ270	15,62±0,76	
S6	195	1. szint	nagy, félig kitöltött	OSZ575	16,25±2,12	Utolsó Glaciális Maximum
D4	205	2. szint	nagy, kitöltetlen	OSZ272	17,02±2,23	
S3	155	2. szint	közepes, félig kitöltött	OSZ572	17,12±2,47	
D3	205	1. szint	nagy, félig kitöltött	OSZ271	17,42±2,77	
K6	235	egyszerű bucka	szár/maradékgerinc	OSZ858	18,52±1,11	
D5	185	1. szint	nagy, félig kitöltött	OSZ273	20,48±1,02	
K5	175	egyszerű bucka	szár/maradékgerinc	OSZ857	21,22±1,54	

A würm hidegmaximuma, a felső-pleinglaciális volt a pleisztocén leghidegebb, legszárazabb és legextrémebb klímájú időszaka ($T_{\text{éves}} = 0-4\text{ °C}$, $T_{\text{jan}} = -11-13\text{ °C}$, $T_{\text{júli}} = 11-13,5\text{ °C}$; Borsy 1989, Félegyházi és Tóth 2003, Járainé-Komlódi 1969). Az arid éghajlatot mutatja, hogy az éves csapadék mennyisége csupán 180-250 mm között lehetett (Borsy 1991), ami a hűvös ellenére sem volt elegendő a növényzet számára, így az fajszegénnyé és ritkává vált, főleg, ha azt is számításba vesszük, hogy hazánk a szaggatott permafrost övbe tartozott.

A felső-pleinglaciális végén, az **Utolsó Glaciális Maximum** során uralkodó klíma lehetővé tette az intenzív homokmozgást, hiszen palynológiai adatok szerint (Borsy 1989, Félegyházi és Tóth 2003, Járainé-Komlódi 1969) ekkor hideg és száraz éghajlat uralkodott ($T_{\text{éves}} = -3\text{ °C}$, $T_{\text{téli}} = -12 - -16\text{ °C}$, $T_{\text{nyári}} = 11-12\text{ °C}$, Csapadék = 180-210 mm). A lehűlés maximuma (ca. 22-27 ezer év) után kissé enyhébb (20-22 ezer év: $T_{\text{júli}} = 16-17\text{ °C}$; Szöör et al. 1989, Lóki et al. 1994) és nedvesebb interstadiális következett (Nádor et al. 2007, Sümegi és Törőcsik 2007). Hasonló eredményeket kapott malakológiai vizsgálataiban Sümegi és Krolópp (1995), akik a fenti adatokat kiegészítették azzal, hogy 18-20 ezer éve újabb erőteljes lehűlés történt, melyet követett egy, az előzőnél enyhébb ($T_{\text{júli}} = 12\text{ °C}$) és jóval csapadékosabb időszak 16-18 ezer éve. Willis et al. (2000) palynológiai adatai szerint azonban az utolsó glaciális maximum 21 ezer éve volt. Kasse (2002) egy jóval tágabb hideg-periódust adott meg (15-25 ezer év), mely során erőteljesebb lehűléssel számolnak ($T_{\text{éves}} = -8\text{ °C}$). Az eddigiekkel ellentétben Szöör et al. (1989) és Lóki et al. (1994) malakológiai adatok alapján 25-26 ezer éve száraz, de meleg klímára utaló jeleket találtak, amit 22-25 ezer éve hideg, száraz klíma követett ($T_{\text{júli}} = 12-14\text{ °C}$). Sümegi et al. (1998, 2002) malako-hőmérő segítségével mutatták ki a Ságvár-Lascaux interglaciális ($T_{\text{júli}} = 14-17\text{ °C}$).

A klíma mellett, illetve ahhoz kapcsolódóan a területen kialakult vegetáció, valamint épp annak hiánya is elősegítheti vagy gátolhatja a homokmozgások beindulását és intenzitását. A felső pleniglaciálisból a legtöbb szerző sporadikus permafrost-ot és gyér, kontinentális sztyeppe vegetációt írt le, azonban a hidegebb szakaszokban felszabdaldódott, tundra jellegűvé válhatott (Borsy 1989, Lóki et al. 1995), amely igen kedvező a homokmozgások megindulásának. Esetleg szétszórt lombergyes ritkás tűlevelű erdők léteztek (Borsy et al. 1991, Willis et al. 2000, Willis és Andel 2004), a nedvesség kedvelő növények eltűntek, és helyettük a kontinentális hideg lősz sztepp fajai jelentek meg (Járainé-Komlódi 1969, Sümegi és Krolópp 1995, Sümegi et al. 1998, 2002, 2008, Kasse et al. 2010). Ugyanakkor a Ságvár-Lascaux interstadiálisban erdőssztyepp erdő és zárt erdő közötti átmeneti vegetáció létezhetett az Alföld nagy részén (Nádor et al. 2007).

A klimatikus és a vegetációs adottságoknak megfelelően Belső-Somogyban a legnagyobb kiterjedésű és legintenzívebb homokmozgás a felső-pleinglaciális során mehetett végbe. Hét megmért minta kora erre az időszakra tehető (OSZ575: $16,25 \pm 2,12$ ka, OSZ272: $17,02 \pm 2,23$ ka, OSZ572: $17,12 \pm 2,47$ ka, OSZ271: $17,42 \pm 2,77$ ka, OSZ858: $18,52 \pm 1,11$ ka, OSZ273: $20,48 \pm 1,02$ ka, OSZ857: $21,22 \pm 1,54$ ka), az adatok pedig lefedik a teljes glaciális végi időszakot ($16,25 \pm 2,12$ ka – $21,22 \pm 1,54$ ka; 6.1. táblázat). Ekkor jöttek létre az 1. hierarchia-szintben lévő nagy, félig kitöltött parabolabuckák, tehát intenzív lehetett a kifűvés, és a bőséges homokutánpótlás következtében a formák szabadon fejlődhettek. Ugyanekkor, ezekre a nagyméretű félig kitöltött parabolabuckákra települve, vagyis a 2. hierarchia-szintben kötődtek meg nagyméretű, kitöltetlen parabolabuckák is. Tehát ez arra utal, hogy az eolikus aktivitás időközben mérséklődött, ugyanakkor a korok hasonlóak, azaz nem feltétlenül az 1. hierarchia-szint buckái öregebbek, ami arra utal, hogy csak lokálisan csökkent a homokutánpótlás, mivel valószínűleg a magas talajvízszint miatt a kifűvés vertikálisan korlátozott lehetett. A

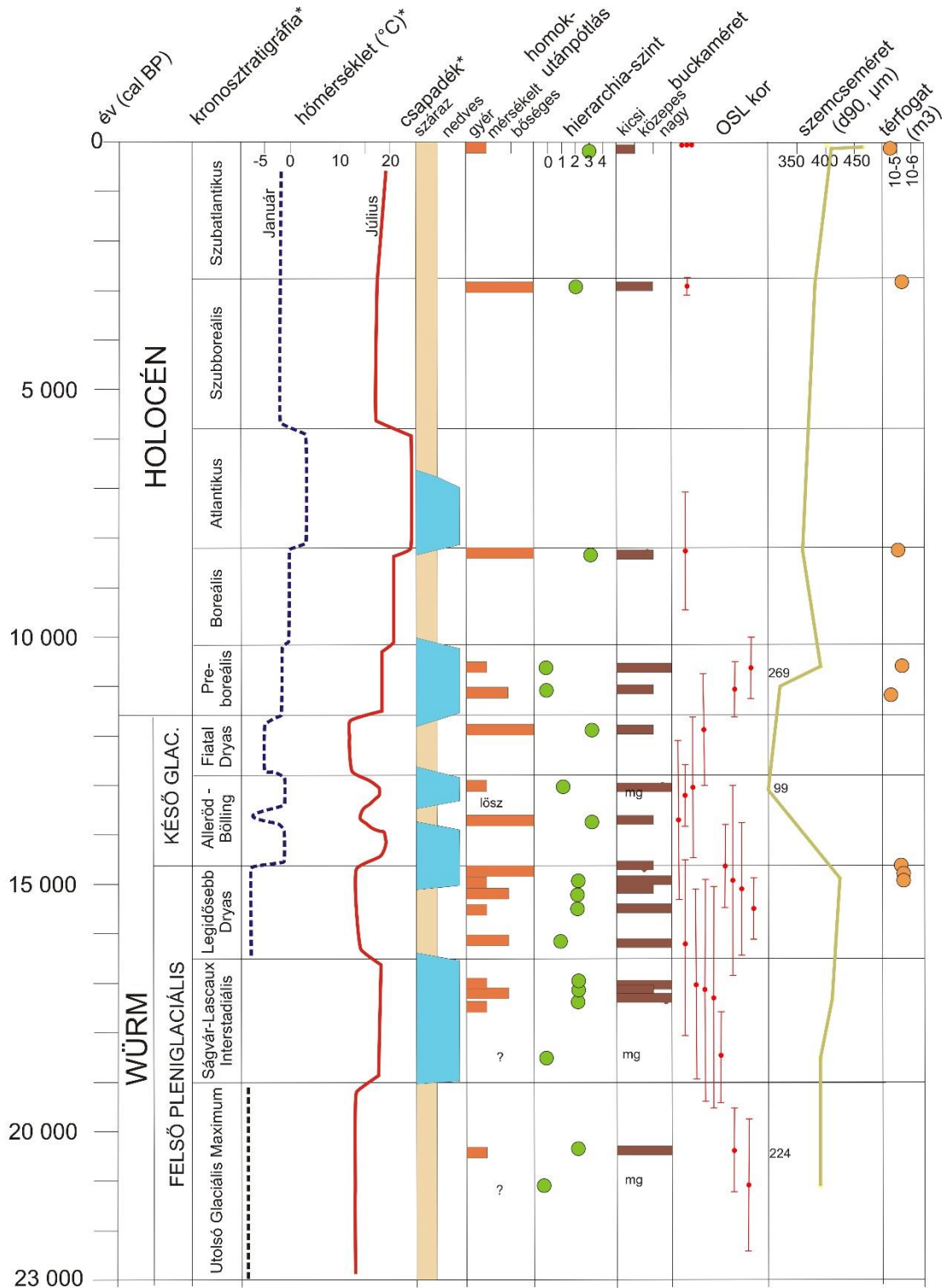
megmintázott hosszanti forma anyaga az Utolsó Glaciális Maximum idején rakódott le, azonban mivel az északi részről vett minta fiatalabb (OSZ858: $18,52 \pm 1,11$ ka), mint a forma középső részéről származó (OSZ857: $21,22 \pm 1,54$ ka), a forma egy maradékgerinc lehet, amelynek anyaga ebből az időszakból származik, de később alakulhatott ki és/vagy át maga a forma. A szemcseösszetételi eredmények alapján az Utolsó Glaciális Maximum során finomabb szemű (OSZ857: $d_{90} = 232 \mu\text{m}$, OSZ273: $d_{90} = 224 \mu\text{m}$), majd a felső-pleniglaciális későbbi szakaszában lényegesen durvább homok (OSZ858: $d_{90} = 390 \mu\text{m}$, OSZ271: $d_{90} = 410 \mu\text{m}$) kötődött meg (6.1. ábra). A felső-pleniglaciális során tehát mérsékelt, illetve bőséges homokutánpótlás állhatott rendelkezésre, hiszen főleg nagy méretű parabolabuckákban rakódott le a homok, amelyek azonban félig kitöltöttek vagy kitöltetlenek voltak (6.1. táblázat). Kelet-Belső-Somogy mai formakincsének alapja tehát ebben az időszakban alakult ki, hiszen az akkumulációs zónák magját adó buckák ekkor stabilizálódtak (6.2. ábra). A formák későbbiekén csak átalakultak, amely arra utal, hogy ekkortájt a kistáj egészére kiterjedő homokmozgás volt jellemző.

A mért OSL korok ugyanakkor nem igazolják egyértelműen a Sümegi et al. (1998, 2002) által kimutatott enyhe klimatikus fázist, a Ságvár-Lascaux interglaciális, hiszen a kistáj déli (OSZ271: $17,42 \pm 2,77$ ka, OSZ572: $17,12 \pm 2,47$ ka, OSZ272: $17,02 \pm 2,23$ ka, OSZ575: $16,25 \pm 2,12$ ka) és középső (OSZ858: $18,52 \pm 1,11$ ka) részein is jelentős homokmozgás zajlott. Ugyanakkor az eolikus tevékenység intenzitása valamelyest csökkent, hiszen a nagy, de kitöltetlen, illetve a közepes és félig kitöltött parabolabuckák stabilizálódtak 16,5 és 19 ezer éve. Így feltételezhető, hogy Somogyban továbbra is gyér volt a vegetáció, így az eolikus aktivitás folytatódhatott, még ha valamelyest csökkent is az intenzitása.

A gyér növényzetű felszíneken nemcsak Belső-Somogyban, hanem a Kárpát-medence más részein, a Duna-Tisza közén, a Kisalföldön, és a Gödöllői-dombságban is jelentős homokmozgás történt a felső-pleniglaciális során (Lóki et al. 1995, Gábris 2003, Félegyházi et al. 2004, Novothny 2010, Gábris et al. 2012, Kiss et al. 2012, Buró et al. 2016), vagy löszköpeny alakult ki (Félegyházi és Tóth 2003, Sümegi és Krolopp 1995, Novothny et al. 2010, Thamó-Bozsó et al. 2010).

A **Legidősebb Dryas** a felső-pleniglaciális végét lezáró stadiális egy viszonylag rövid időszak volt, így a mért korok hibahatára (OSZ574: $15,08 \pm 2,32$ ka, OSZ270: $15,62 \pm 0,76$ ka és OSZ573: $15,18 \pm 1,62$ ka) túlmutat az időszakon. Azonban a klimatikus feltételek alapján nagy valószínűséggel ekkor rakódhatott le a következő jelentősebb vastagságú homok Belső-Somogyban. A stadiális ugyanis nem volt túlságosan szélsőségesen hideg ($T_{\text{éves}} = -1 \text{ } ^\circ\text{C}$; $T_{\text{júli}} = 13-14 \text{ } ^\circ\text{C}$; Szöör et al. 1989, Borsy et al. 1991, Lóki et al. 1994), de szárazabb és hűvösebb volt az interstadiálisoknál, valamint a növényzetet továbbra is gyér, kontinentális sztyeppe vegetáció jellemezte (Borsy 1989, Lóki et al. 1995). A Legidősebb Dryas során tovább csökkenhetett a homokutánpótlás. Erre utal, hogy ebben az időszakban továbbra is a 2. hierarchia szinthez tartozó nagyméretű, de már kitöltetlen parabolabuckák alakultak ki (OSZ574: $15,08 \pm 2,32$ ka és OSZ270: $15,62 \pm 0,76$ ka), valamint ahol a homok gyorsabban megkötődött, ott közepes méretű, félig kitöltött parabolabuckák képződtek (OSZ573: $15,18 \pm 1,62$ ka, 6.1. táblázat). Tehát a közepes méretű, félig kitöltött és a nagy méretű, kitöltetlen formák kialakulásához az Utolsó Glaciális Maximum fő homokmozgási periódusa után is elegendő homok állt rendelkezésre. A megmozgatott szemcseméret igen durva (OSZ270: $d_{90} = 420 \mu\text{m}$, 6.1. ábra), amely arra utal, hogy erős munkaképes szelek alakították a formákat. A buckatípusok alapján arra lehet következtetni, hogy továbbra is az akkumulációs zónákban stabilizálódott a mozgásba lendített homok zöme, egy újabb hierarchia-szint jött létre a korábban megkötődött buckákra települve (6.2. ábra). Magyarországon Turáról a Gödöllői-dombságban mutattak ki hasonló korú

homokmozgást (Novothny et al. 2010), illetve a Nyírségben lévő Baktalórántházáról írtak le kiterjedt eolikus felszínformálódást az Idősebb Dryasban (Buró et al. 2016).



6.1. ábra: Eredményeimet klimatikus adatokkal összevetve megállapítható, hogy az Utolsó Glaciális Maximumtól a preborális fázisig folyamatosan fennálltak az eolikus aktivitás klimatikus feltételei, majd a klíma enyhülésével csökkent a homokmozgás intenzitása és csak emberi hatásra alakultak ki újabb formák. (mg = maradványgerinc, 300 µm alatti szemcseméreteket számmal feltüntetve; *Gábris és Nádor 2007 alapján)

A **késő-glaciális** elején a klíma már nem volt extrém hideg ($T_{\text{éves}} = -1\text{ }^{\circ}\text{C}$; $T_{\text{júli}} = 13\text{--}14\text{ }^{\circ}\text{C}$; Kasse 2002, Szöör et al. 1989, Lóki et al. 1995), mint a korábbi glaciálisok során. A növényzetben ekkor mutatható ki utoljára a hidegkedvelő fajok elterjedése (Szöör et al. 1989). Ennek megfelelően a permafrost valamelyest visszahúzódott, a löszképződés folytatódott (Gábris 2003, Thamó-Bozsó et al. 2010). Egyes szerzők szerint a növényzet lassú záródása miatt az eolikus homokmozgás leállt (Kasse 2002), azonban lokális homokmozgások előfordultak a Nyírségben és a Gödöllői-dombságban (Gábris 2003, Novothny et al. 2010, Buró et al. 2016), amelyek akár nagyobb formák, pl. parabolabuckák kialakulását is lehetővé tették (Kiss et al. 2012).

A késő-glaciálisban a legtöbb szerző két interstadiális határozott meg, azonban néhány helyen nem mutatható ki a köztük lévő stadiális, így a két melegebb időszakot összevonva Bölling/Alleröd szakaszként kezelik (Gábris és Nádor 2007, Buró et al. 2016).

A **Bölling** száraz időszakokkal tagolt, nedves-meleg ($T_{\text{júli}} = 16\text{--}20\text{ }^{\circ}\text{C}$) interstadiális volt évszakosan váltakozó permafroszttal (Borsy et al. 1991, Nagy és Félegyházi 2001, Gábris 2003, Novothny et al. 2010, Gábris et al. 2011). Ugyanakkor Jakab et al. (2005) szerint a késő-glaciálisban a Balatonnak a Bölling során volt a legalacsonyabb vízszintje, amit a melegebb miatti jelentős párolgással magyaráz. Továbbra is a sztyepp vegetáció volt az uralkodó, de egyre több cserjéssel és nyírjes erdőfoltokkal, néhol zárt tajgával (Borsy et al. 1989, Sümegi és Krolopp 1995, Járainé-Komlódi 2000, Gábris 2003), helyenként lombhullató ligeterdővel (Gábris et al. 2011). A hidegkedvelő fajok egyre inkább visszaszorultak, helyüket a hidegtűrő és higrofil fajok vették át (Szöör et al. 1989). A csapadékos klíma és a szukcesszió miatt a futóhomok felszínek megkötődtek (Borsy 1989, Gábris 2003), a löszképződés is szünetelt (Sümegi és Krolopp 1995). Ugyanakkor a humuszfelhalmozódás felgyorsult és a talajképződési folyamatok kerültek előtérbe (Novothny et al. 2010), amit jeleznek a rozsdabarna erdőtalajok és a humuszos öntéstalajok (Gábris 2003, Gábris et al. 2011).

Az **Idősebb Dryas** stadiális – rövideége miatt – csak kevés szerző tudta kimutatni. Ez egy hideg-száraz periódus volt ($T_{\text{éves}} = 2\text{--}3\text{ }^{\circ}\text{C}$, $T_{\text{júli}} = 11\text{--}13\text{ }^{\circ}\text{C}$, és $T_{\text{jan}} = -6\text{--}-8\text{ }^{\circ}\text{C}$; Járainé-Komlódi 1969, Borsy 1989). A hűvösebbé váló éghajlaton ismét gyérült a vegetáció (fátlan löszpuszta) és többfelé mozgásba lendült a futóhomok (Borsy 1989).

Az **Alleröd** interstadiálisban a klíma gyorsan, de csak rövid időre melegedett fel ($T_{\text{júli}} = 16\text{--}17\text{ }^{\circ}\text{C}$, $T_{\text{jan}} = -2\text{ }^{\circ}\text{C}$), és a csapadékmennyiség is megnőtt (Járainé-Komlódi 1969, Borsy 1989, Szöör et al. 1989, Gábris 2003), ugyanakkor a Kárpát-medence kontinentálisabb klímájú volt, mint Északnyugat- vagy Észak-Európa (Járainé-Komlódi 2000). A növényzet ismét záródott, füves-erdős sztyepp és fenyő-nyír erdők alakultak ki bennük lombos fákkal (Járainé-Komlódi 2000), mely a futóhomokot stabilizálta (Borsy et al. 1991, Kasse 2002, Gábris 2003) és talajképződést tett lehetővé (Gábris 2003, Ujházy et al. 2003, Lóki 2012, Buró et al. 2016).

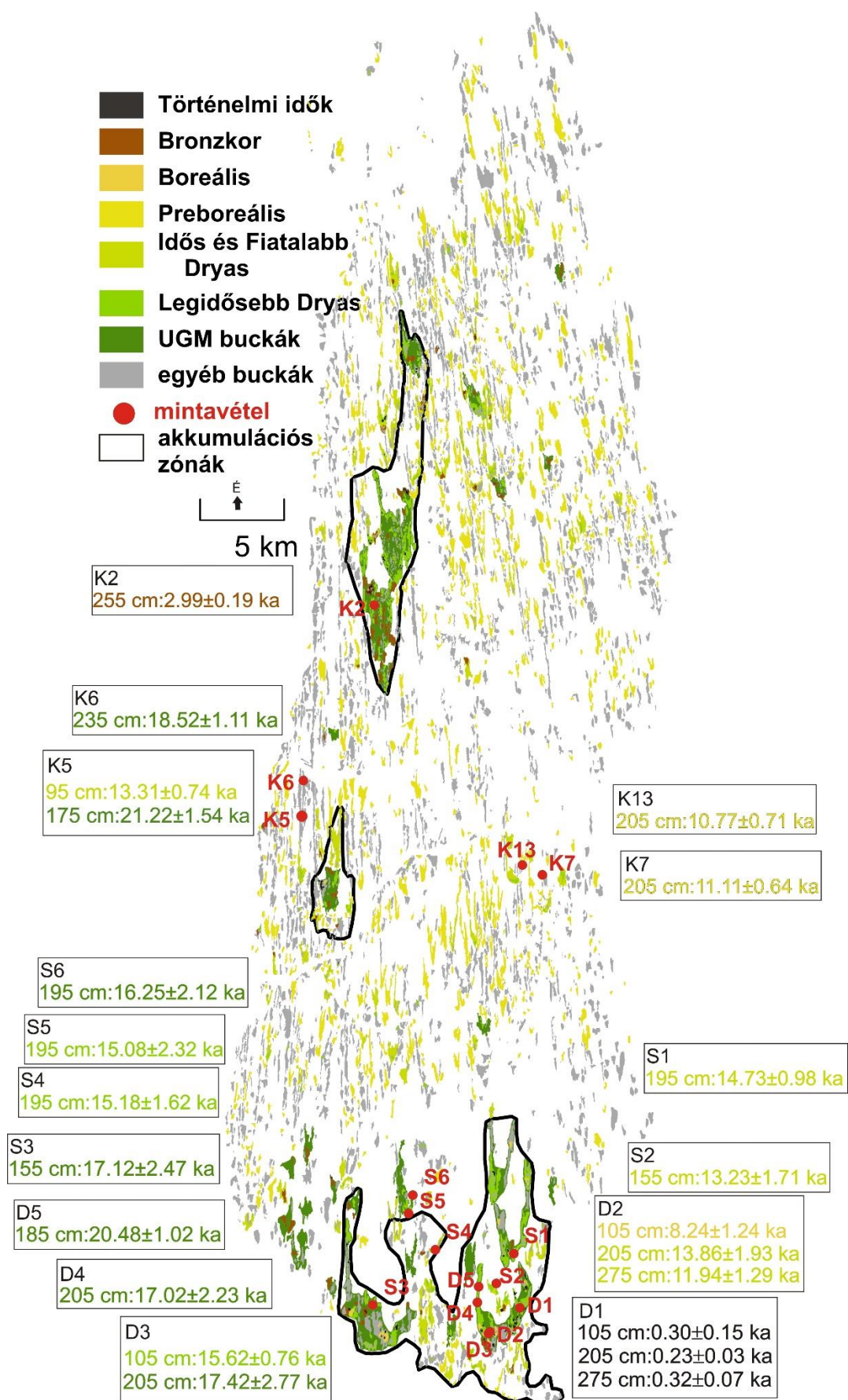
Körülbelül 13 ezer éve hirtelen és jelentős lehűlés vezetett át a **Fiatal Dryas**-ban ($T_{\text{éves}} = 5\text{ }^{\circ}\text{C}$, $T_{\text{júli}} = 12\text{--}14\text{ }^{\circ}\text{C}$, $T_{\text{jan}} = -4\text{--}-6\text{ }^{\circ}\text{C}$; Járainé-Komlódi 1969, Borsy 1989), és a csapadék is jelentősen lecsökkent (Borsy et al. 1991, Kasse 2002). Az alacsony párolgás miatt a tavak vízszintje a kevés csapadék ellenére is rekord magas volt (Jakab et al. 2005). A növénytakaró a szárazság miatt gyérült (Borsy et al. 1991, Kasse 2002), az erdők összetétele nem változott, de kiterjedésük csökkent (Járainé-Komlódi 2000), miközben hidegkedvelő elemek elterjedtek (Lóki et al. 1994). A szárazság és a gyér vegetáció kedvezett a homokmozgások megindulásának (Borsy 1991, Gábris 2003, Buró et al. 2016), melyek akár 2-5 m üledékkal is elfedték a korábbi interstadiálisok jól fejlett talajait (Borsy 1989, Borsy et al. 1991), vagy tavak medrébe nyomultak be (Lóki et al. 1995). Ugyanakkor a Kárpát-medence nagy részében a homokmozgások folszerűek lehetettek,

hiszen Novothny et al. (2010) a korábbi hideg periódusokat jól mutató turai szelvényben nem talált Fiatal Dryas üledéket.

Kelet-Belső-Somogyban a mért eredmények alapján a Bölling és az Alleröd interstadiális nem választható szét, ugyanis a köztük kimutatott rövid hideg periódus, az Idős Dryas nem mutatható ki külön homokmozgási periódusként, hiszen a mért OSL korok hibahatára lefedi a késő-glaciális időszakot (OSZ269: $11,94 \pm 1,29$ ka, OSZ268: $13,86 \pm 1,93$ ka, OSZ570: $14,73 \pm 0,98$ ka, 6.1. táblázat, 6.1. ábra). Ugyanakkor, a mért adatok középértékét figyelembe véve megállapítható, hogy az Idősebb és a Fiatalabb Dryas során a korábbi formákra települve, továbbra is az akkumulációs zónákat építve, a 3. hierarchia-szintben jöttek létre közepes méretű, kitöltött parabolabuckák (6.1. táblázat). Kitöltöttségük a továbbra is bőséges homokutánpótlásra utal, kiemelt helyzetük (3. hierarchia-szint) pedig arra, hogy a korábban kialakult 1-2. hierarchia-szintekhez tartozó buckák a nedvesebb interstadiálisokban megkötődtek (6.2. ábra). A rövid, gyors változásokkal jellemezhető késő-glaciális során ugyan nagy mennyiségű homok lendült mozgásba, azonban gyorsan megkötődött, kisebb, de kitöltöttebb formákat eredményezve. Nagy méretű formák kialakulásához már csak kevés helyen lehetett eléggé nyitott a vegetáció, a homokutánpótlás azonban csak kitöltetlen parabolabuckák kialakulásához volt elegendő (OSZ571: $13,23 \pm 1,71$ ka). A megmozgatott szemcseméret csökkent (OSZ269: $d_{90} = 388 \mu\text{m}$, OSZ268: $d_{90} = 389 \mu\text{m}$), amely szintén utal a szelek csökkenő munkavégző képességére (6.1. ábra). A nyugati részen fekvő vizsgált maradékgerincet borító iszap-frakcióban gazdag, lösz-szerű anyag OSL kora $13,31 \pm 0,74$ ka (OSZ856), amely hasonló a kistáj többi részén mért közepes parabolabuckák korához. Tehát amíg a táj központi részén a parabolabuckák vándoroltak dél felé, a kiszítalódó finom anyag a terület peremén található formákat lösztakaróként befedte, és a maradékgerinc jelleget kiemelte.

A holocén a **preboreális** fázisban induló melegedéssel kezdődött ($T_{\text{éves}} = 8-9 \text{ }^{\circ}\text{C}$, $T_{\text{júli}} = 18 \text{ }^{\circ}\text{C}$, $T_{\text{jan}} = -2 \text{ }^{\circ}\text{C}$; éves átlagos csapadék 400 mm; Járainé-Komlódi 1969). A növényzeti borítottság, az erdősültség a korábbi interstadiális átmenetekhez képest gyorsan nőtt (Sümei et al. 2008), nyíres erdős-sztyepp jött létre, amelyben a hidegtűrő és a hidegkedvelő flóraelemek keveredtek (Lóki et al. 1995, Járainé-Komlódi 1969, 2000, Sümei et al. 2008, Kasse et al. 2010), majd a hidegkedvelő fajok fokozatosan eltűntek (Lóki et al. 1994). Az Alföldön erdőssztyepp volt, a hegyekben lombergyes tajgaerdők, de mindenhol az erdefenyő és a nyír volt az uralkodó (Járainé-Komlódi 2000). A lefolyás mérséklődését jelzi, hogy a Balaton vízszintje a holocén során ekkor volt a legalacsonyabb (Jakab et al. 2005).

A melegedő klímán a kevés csapadék miatt a növényzet záródás nem volt teljes, így a homokmozgások folytatódhattak. Belső-Somogyban az eróziós-transzportációs zónában alakultak ki újabb, a hierarchia rendszerbe nem tartozó, egyszerű buckák (OSZ860: $10,77 \pm 0,71$ ka, OSZ859: $11,11 \pm 0,64$ ka, 6.1. táblázat). A jelentősen csökkenő homokutánpótlásra utal, hogy bár nagy és közepes méretű parabolák fejlődtek, ezek kitöltetlenek vagy félig kitöltöttek. Tehát már útközben megkötődtek a kisebb formák, mielőtt jelentősebb mértékben hozzájárulhattak volna a nagyobb parabolák fejlődéséhez. Azaz vagy a növényzet kezdett besűrűsödni, vagy olyan rövid volt ez a mozgási periódus, hogy a kifúvás helyétől az akkumulációs zónákba már csak mérsékelt anyag juthatott, ha egyáltalán eljutott. A csökkenő eolikus aktivitásra utal, hogy az eróziós-transzportációs zónában, hierarchia-szinteket nem alkotva, feltehetően rövid szállítódást követően kötődött meg a homok (6.2. ábra) és a megmozgatott szemcseméret is tovább csökkent (OSZ859: $d_{90} = 269 \mu\text{m}$, 6.1. ábra).



6.2. ábra: A pozitív formák elhelyezkedése Kelet-Belső-Somogyban és OSL adatok alapján megállapított koruk, valamint a mintavételi helyek és a mért OSL korok (UGM: Utolsó Glaciális Maximum)

A holocén eleji homokmozgás feltételei a Kárpát-medence más részein is fennmaradhattak, hiszen a Nyírségből (Kiss et al. 2008, Lóki 2012, Buró et al. 2016) és a Duna-Tisza közéről (Ujházy et al. 2003) és a Kisalföldről (Thamó-Bozsó et al. 2010) is leírtak preborális fázisbeli homokmozgásokat.

A **boreális** fázis a mainál melegebb ($T_{\text{júli}} = 20\text{ }^{\circ}\text{C}$, $T_{\text{jan}} = 0\text{--}2\text{ }^{\circ}\text{C}$, Járainé-Komlódi 1969), egyes szerzők szerint humid (Gábris 1995), mások szerint szárazabb (Szöör et al. 1989) időszak lehetett, ami a regionális eltérésekre vezethető vissza. Lovász (2002) szerint ebben a fázisban az éves átlagos csapadék 400 mm alatti volt. A melegkedvelő lombos erdőkből egyre jobban kiszorult az erdeifenyő, azonban a szárazodás miatt a talajvíz lecsökkenhetett (pl. Duna-Tisza közén), így az erdőket felváltották a sztepprétek és erdőssztyepek (Járainé-Komlódi 1969, 2000). A szárazabb felszíneken előfordult futóhomok-mozgás (Gábris 2003, Kiss et al. 2012), míg másutt rozsdabarna erdőtalaj fejlődött ki, amely 3-7 ezer évig a felszínt jelentette (Gábris 2003). A tavak vízszintje átlagos (Gábris 1995) vagy az átlagnál némileg alacsonyabb volt és láposodásuk is megindult (Jakab et al. 2005).

Az **atlantikus** fázisban a klíma a mainál kiegyenlítettebb volt ($T_{\text{éves}} = 15\text{--}16\text{ }^{\circ}\text{C}$, $T_{\text{júli}} = 24\text{--}25\text{ }^{\circ}\text{C}$, $T_{\text{jan}} = 4\text{--}5\text{ }^{\circ}\text{C}$; Járainé-Komlódi 1969). Azonban a csapadékeloszlás nem volt egyenletes, ugyanis a fázis eleje nedves volt, majd fokozatosan igen szárazzá vált (Gábris 1995, Jakab et al. 2005, Kiss et al. 2012). A középhegységekben záródtak a tölgyesek, a magasabb régiókban a bükkösök, miközben az Alföldön is tölgyesek terjedtek ki (Járainé-Komlódi 1969, 2000, Lovász 2002, Sümei et al. 2008). Az éghajlat javulásával megszűntek a homokmozgások és vastag, jól fejlett talajok képződtek (Gábris 2003). Ugyanakkor a fázis második felében a lefolyás mérséklődésére utal a tavak alacsonyabb szintje (Gábris 1995, Jakab et al. 2005), a folyók feltöltő munkája (Gábris 1995) és az újra meginduló homokmozgások (Gábris 2003, Ujházy et al. 2003, Kiss et al. 2008). Azonban ez az az időszak, amikor a neolitikumi ember természetátalakító tevékenysége (égetéses földművelés) is már megjelent a tájban (Sümei et al. 2002, Sümei 2004, Kiss et al. 2008, Gulyás és Sümei 2011).

A Kelet-Belső-Somogyban megmért OSL minták közül csak egyetlen bucka anyaga rakódott le a boreális és az atlantikus fázis átmeneti időszakában (OSZ267: $8,24 \pm 1,24$ ka, 6.1. táblázat). Így a Dél-Dunántúlon feltehetőleg szárazabb lehetett a boreális, teret adva lokális homokmozgások megindulásának, azonban a nedves atlantikus fázisba való átmenet során a mozgó homok hirtelen megkötődhetett. Az eolikus formálódás kis kiterjedésű folt(ok)at érinthetett, de ez azonban intenzív lehetett, hiszen kitöltött forma jött létre (6.1. ábra). Feltehetően a nagyobb formák csúcsrégiója száraz klímán mobilizálódott, ezért újabb 3. hierarchia-szintű buckák alakulhattak ki (6.2. ábra). Ugyanakkor a szél munkavégző képessége még elegendő volt viszonylag durva szemcseméret megmozgatására (OSZ267: $d_{90} = 367\text{ }\mu\text{m}$).

A **szubboreális fázis** klímája hűvösebb ($T_{\text{júli}} = 17\text{--}18\text{ }^{\circ}\text{C}$; Nádor et al. 2007), de csapadékosabb volt, mint az atlantikusé (Gábris 1995, Gábris 2003, Sipos et al. 2009). A klíma kedvezett az erdők záródásának, a hegyvidéki fajok az Alföld pereméig lehúzódtak és zárt erdőket képeztek (Járainé-Komlódi 2000, Sümei et al. 2008). A tavak vízállása igen magas volt (Gábris 1995, Jakab et al. 2005), kiterjedt lápok és mocsarak alakultak ki (Járainé-Komlódi 2000, Kiss et al. 2008). Ugyanakkor a sok csapadék és magas vízállás ellenére több helyen is találtak ebben az időszakban aktivizálódó homokmozgásokat, amelyek antropogén tevékenységhez, a bronzkori ember letelepedéséhez köthetők (Gábris 2003, Kiss et al. 2008, Sipos et al. 2009).

Kelet-Belső-Somogyban az északi akkumulációs zónában, kiemelt helyzetben lévő közepes, kitöltött parabolabucka $2,99 \pm 0,19$ ka korú (OSZ855), tehát a szubboreális fázisra tehető. Ebben az időszakban a bronzkori ember letelepedett a Dunántúlon is, és

tevékenysége olyan intenzív lehetett, hogy kitöltött formák is kialakulhattak (6.2. ábra). A lokálisan megmozgatott anyag szemcseösszetétele tovább durvult (OSZ855: $d_{90} = 382 \mu\text{m}$), amely utalhat az erdőirtásos területeken kialakuló szélcsatorna hatás miatt lokálisan felgyorsuló szelekre, illetve arra is, hogy a megmozgatott anyag a hordalékkúp mélyebb részeiről származik és kis távolságot megtéve halmozódott át.

A *szubatlantikus fázis* során a klíma kontinentálisabbá vált, csökkent a csapadék mennyisége, a hőmérséklet némileg emelkedett (Járainé-Komlódi 2000). Azonban a kisebb klímaingadozások hatásait már felülírta az antropogén hatás. Az alföldi erdősztepppek uralkodó faja a tölgy lett, a hegyvidékeken a bükkösök visszahúzódtak (Járainé-Komlódi 2000). Az éghajlat ingadozásait és a lefolyás alakulását a Balaton vízszintváltozásai jól tükrözik: a vízszint magas volt 1400 éve, majd 700-1000 éve jelentősen lecsökkent (Jakab et al. 2005). A középkori klímaoptimum idején barna talaj jött létre, amikor alacsony volt népesség és a természetes visszaerdősülés megindulhatott (Novothy et al. 2010). Ugyanakkor emberi hatásra egyre visszaszorultak az erdők, kultúrtáj alakult ki. A növényzetétől megfosztott területeken homokmozgások indultak el, amelyeket gyakran egy-egy népcsoport megjelenéséhez vagy tájhasználat változáshoz kötnék (Gábris 2003, Gábris és Túri 2008, Kiss et al. 2008, 2012, Sipos et al. 2009, Novothy et al. 2010).

Belső-Somogyban a legfiatalabb datált forma a 17.-18. században alakult ki (OSZ265: $0,23 \pm 0,03$ ka, OSZ266: $0,32 \pm 0,07$ ka, OSZ264: $0,30 \pm 0,15$ ka, 6.1. táblázat). Valószínűleg a művelésváltás vagy túllegeltetés hatására lokálisan mozgásba lendült a homok és egy új, 4. hierarchia szintben lévő apró garmadákban kötődött meg. A rövid szállításra utalhat, hogy igen durva szemcsefrakció mozgott ebben a fázisban (OSZ265 $d_{90} = 461 \mu\text{m}$). A klíma feltehetően elég nedves volt, így a georadar szelvények alapján arra lehet következtetni, hogy a bolygatott területek nagy részén csak lepelhomok formájában rakódott le az esetleg kifűjt homok. Új buckák kialakulására csak a lokálisan kiemelt helyeken, főleg az akkumulációs zónák csúcsi régióiban volt lehetőség, ahol apró, igen durva szemcseösszetételű garmadákban rakódott le az emberi tevékenység hatására deflálódott homok.

7. Irodalomjegyzék

- Ádám, L., Marosi, S., Szilárd, J. (1981): A Dunántúli-dombság: Dél-Dunántúl. Akadémiai Kiadó, Budapest, 704.
- Aitken, M.J. (1998): An introduction to optical dating, Oxford University Press, Oxford.
- Arbogast, A. F., Bigsby, M. E., DeVisser, M. H., Langley, S. A., Hanson, P. R., Daly, T. A., Young, A. R. (2010): Reconstructing the age of coastal sand dunes along the northwestern shore of Lake Huron in Lower Michigan: Paleoenvironmental implications and regional comparisons. *Aeolian Research*, Volume 2, Issue 2, p. 83-92.
- Ardon, K., Tsoar, H., Blumberg, D.G. (2009): Dynamics of nebkhas superimposed on a parabolic dune and their effect on the dune dynamics. *Journal of Arid Environments* 73.1014–1022.
- Bagnold, R. A. (1937): The size-grading of sand by wind. *Proc. R. Soc. London A Math. Phys. Sci.* 163 (9), 250–264.
- Bagnold, R. A. (1941): The physics of blown sand and desert dunes. Methuen, London.
- Bakker, Th. W. M., Jungerius, P. D., Klijn, J. A. (1990): Dunes of the European coasts. *Catena Supplement*, 18. Catena Verlag, Brockenblick.
- Balogh, K. (szerk., 1991): Szedimentológia I. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Barchyn, T. E., Hugenholtz, C. H. (2013): Reactivation of supply-limited dune fields from blowouts: A conceptual framework for state characterization. *Geomorphology* 201. 172–182
- Barchyn, T. E., Hugenholtz, C. H. (2012): Winter variability of aeolian sediment transport threshold on a cold-climate dune. *Geomorphology* 177–178. 38–50.
- Barchyn, T. E., Martin, R. L., Kok, J. F., Hugenholtz, C. H. (2014): Fundamental mismatches between measurements and models in aeolian sediment transport prediction: The role of small-scale variability. *Aeolian Research* 15. 245–251.
- Bateman, M. D., Murton, J. B. (2006): The chronostratigraphy of Late Pleistocene glacial and periglacial aeolian activity in the Tuktoyaktuk Coastlands, NWT, Canada. *Quaternary Science Reviews* 25. 2552–2568.
- Beadnell, H. J. L. (1909): Desert sand dunes. *Cairo Sci. J.* 3, 171–172.
- Bishop, M. A. (2007): Point pattern analysis of north polar crescentic dunes, Mars: A geography of dune self-organization. *Icarus* 191, 151–157.
- Blott S. J., Pye K. (2012): Particle size scales and classification of sediment types based on particle size distributions: Review and recommended procedures. *Sedimentology* 59, 2071–2096.
- Borsy Z. (1980): A Nyírség geomorfológiai kutatásának gyakorlati vonatkozású eredményei. *Acta Academiae Pedagogicae Nyíregyháziensis* 8. 19-36.
- Borsy Z., Csongor É., Félegyházi E., Lóki J, Szabó I. (1981): A futóhomok mozgásának periódusai a radiocarbon-vizsgálatok tükrében Aranyosapáti határában. *Szabolcs-Szatmári Szemle* XVI:(2) 45-50.
- Borsy, Z. (1961): A Nyírség természeti földrajza. Akadémiai Kiadó. Budapest. 1-227.
- Borsy, Z. (1964): A Nyírség geomorfológiai kutatásának gyakorlati vonatkozású eredményei. *Földrajzi Közlemények* XII. (LXXXVIII.) 4. szám. 293-307.
- Borsy, Z. (1965): Görgetettségi vizsgálatok a magyarországi futóhomokokon. *Földrajzi Értesítő*, 1-13.
- Borsy, Z. (1973): A homokfodrok. *Földrajzi Értesítő* XXII. 1. füzet. 109-115.
- Borsy, Z. (1977): A Duna-Tisza köze homokformái és a homokmozgás szakaszai. *Alföldi Tanulmányok*. Békéscsaba. 43-53.
- Borsy, Z. (1991): Blown sand territories in Hungary. *Z. Geomorf. N.F. Suppl.-Bd.* 90. Berlin-Stuttgart. 1-14.
- Borsy, Z., (1989): Az Alföld hordalékkúpjainak negyedidőszaki fejlődéstörténete. *Földrajzi Értesítő* 38, 211-224.
- Borsy, Z., Félegyházi, E., Csongor, É. (1989): A Bodrogtörzs kialakulása és vízhálózatának változásai. *Alföldi Tanulmányok* 13, 65-81.
- Borsy, Z., Félegyházi, E., Hertelendi, E., Lóki, J., Sümegi, P. (1991): A bócsai fűrés rétegsorának szedimentológia – palynológiai – malakofaunisztikai vizsgálata *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina* 28-29, 263-277.

- Borsy, Z., Lóki, J. (1982): Nyíregyháza geomorfológiája. *Acta Acad. Nyíregyhaziensis* 9, 5–19
- Botha, G.A., Bristow, C.S., Porat, N., Duller, G., Armitage, S.J., Roberts, H.M., Clarke, B.U.M., Kota, M.W., Schoolman, P. (2003): Evidence for dune reactivation from GPR profiles on the Maputaland coastal plain, South Africa. In Bristow, C.S., and Jol, H.M., eds., *Ground Penetrating Radar in Sediments*: Geological Society, London, Special Publication 211, 29–46.
- Bourke, M. C., Ewing, R.C., Finnegan, D., McGowan, H. A. (2009): Sand dune movement in the Victoria Valley, Antarctica. *Geomorphology* 109, 148–160.
- Bourke, M. C., Lancaster, N., Fenton, L. K., Parteli, E. J. R., Zimelman, J. R., Radebaugh, J. (2010): Extraterrestrial dunes: An introduction to the special issue on planetary dune systems. *Geomorphology* 121, 1–14.
- Bristow, C., Pugh, J., Goodall, T. (1996): Internal structure of aeolian dunes in the Abu Dhabi determined using ground-penetrating radar: *Sedimentology* 43, 995–1003.
- Bristow, C.S., Bailey, S.D., Lancaster, N. (2000): The sedimentary structure of linear sand dunes. *Nature* 406, p. 56–59.
- Brookfield, M. E. (1977): The origin of bounding surfaces in ancient aeolian sandstones. *Sedimentology*, 24, 303–330.
- Bulla, B. (1943): Geomorfológiai megfigyelések a Balaton-felvidéken. *Földrajzi Közlemények* LXXI. 1, 18–45.
- Buró, B., Sipos, Gy., Lóki, J., András, B., Félegyházi, E., Négyesi, G. (2016): Assessing Late Pleistocene and Holocene phases of aeolian activity on the Nyírség alluvial fan, Hungary. *Quaternary International*, 425, 183–195.
- Campbell, M. C., Fisher, T. G., Goble, R. J. (2011): Terrestrial sensitivity to abrupt cooling recorded by aeolian activity in northwest Ohio, USA. *Quaternary Research* 75, 411–416.
- Chase, B. M., Thomas, D. S. G. (2006): Late Quaternary dune accumulation along the western margin of South Africa: distinguishing forcing mechanisms through the analysis of migratory dune forms. *Earth and Planetary Science Letters* 251, 318–333.
- Cholnoky J. (1940): A futóhomok elterjedése. *Földtani Közlemények*. 70, 258–294.
- Cholnoky, J. (1902): A futóhomok mozgásának törvényei. *Földrajzi Közlemények* 37.
- Cholnoky, J. (é.n.): Somogy vármegye természeti viszonyai. Magyarország vármegyéi és városai. Somogy vármegye. Budapest.
- Clarke, M.L., Käyhkö, J. A. (1997): Evidence of holocene aeolian activity in sand dunes from Lapland. *Quaternary Science Reviews (Quaternary Geochronology)*, 16, 341–348.
- Clemmensen, L.B., Andreasen, F., Nielsen, S.T., Sten, E. (1996): The late Holocene coastal dunefield at Vejers, Denmark: Characteristics, sand budget, and depositional dynamics. *Geomorphology* 17, 79–98.
- Collinson, J. D., Thompson, D. B. (1982): *Sedimentary structures*. London - Boston - Sidney. Allen & Unwin.
- Cooke R. U., Warren A., Goudie A. S. (1993): *Desert Geomorphology*. UCL Press, London.
- Cornish, V. (1897): On the formation of sand-dunes. *Geogr. J.* 9, 278–309.
- David, P. (1977): Sand dune occurrences of Canada: the theme and resource inventory study of eolian landforms of Canada. Indian and Northern Affairs, National Parks Branch, Contract No. 74-230.
- David, P. P. (1981): Stabilized dune ridges in northern Saskatchewan. National Research Council of Canada.
- David, P. P. (1997): Parabolic dunes: examples from the Great Sand Hills, Southwestern Saskatchewan. *The Canadian Geographer* 41, 2, 207–213
- David, P. P. (1998): Eolian processes and landforms. In: *Geomorphic systems of the Palliser Triangle, Southern Canadian Prairies: Description and Response to Changing Climate*. Geological Survey of Canada Bulletin 521, 25–39.
- Davis, W.M. (1899) The geographical cycle. *Geogr J* 14, 481–504.
- de M. Luna, M. C. M., Parteli, E. J. R., Orenco Durán, O., Herrmann, H. J. (2011): Model for the genesis of coastal dune fields with vegetation. *Geomorphology* 129, 215–224.
- Derickson D., Kocurek G., Ewing R. C., Bristow C. (2008): Origin of a complex and spatially diverse dune-field pattern, Algodones, southeastern California. *Geomorphology* 99, 186–204.

- Divényi, P., 2001. Topográfiai térkép a háromdimenziós valóság. MFTTT vándorgyűlésen elhangzott előadás összefoglalója. Szombathely. letöltés ideje: 2014. december 4.
- Dong Z., Qian G., Luo W., Zhang Z., Xiao S., Zhao A. (2009): Geomorphological hierarchies for complex mega-dunes and their implications for mega-dune evolution in the Badain Jaran Desert. *Geomorphology* 106, 180–185.
- Dövényi Z. (szerk.) (2010): Magyarország kistájainak katasztere. MTA FKI, Budapest. 475–479.
- Drenova, A. N. (2006): Activation of fixed dune massifs: Cause and probability of renewal. *Quaternary International* 152–153. 175–180.
- Drenova, A. N., Timireva, S.N., Chikolini, N.I. (1997): Late glacial dune-building in the Russian Plain. *Quaternary International*, Vols 41/42, 59–66.
- Ewing, R. C., Kocurek, G. (2010): Aeolian dune-field pattern boundary conditions. *Geomorphology* 114. 175–187.
- Ewing, R. C., Kocurek, G., Lake, L. W. (2006): Pattern analysis of dune-field parameters. *Earth Surf. Process. Landforms* 31, 1176–1191.
- Félegyházi E., Lóki J. (2006): A lepelhomok vizsgálata a nyírségperemi területeken. In: Kiss A., Mezősi G., Sümeghy Z. (szerk.): Táj, környezet, társadalom. SZTE-TFGT, Szeged. 191–203.
- Félegyházi, E., Szabó, J., Szántó, Zs, Tóth, Cs, (2004): Adalékok az északkelet-Alföld pleisztocén végi, holocén felszínfejlődéséhez újabb vizsgálatok alapján. II. MFK Szeged, 1-10.
- Félegyházi, E., Tóth, Cs, (2003): A Halas-fenék lefűződött medermaradvány üledékanyagának szedimentológiai és palinológiai vizsgálata. *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina* 36, 21-30.
- Fenton, L. K., Hayward, R. K. (2010): Southern high latitude dune fields on Mars: Morphology, aeolian inactivity, and climate change. *Geomorphology* 121, pp. 98–121.
- Fodor, L., Bada, G., Csillag, G. Horvath, E., Ruskiczay-Rudiger, Zs., Palotas, K., Síkhegyi, F., Timar, F., Cloetingh, S., Horvath, F. (2005): An outline of neotectonic structures and morphotectonics of the western and central Pannonian Basin. *Tectonophysics* 410, 15– 41.
- Folk, R.L., Ward, W.C. (1957): Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. *J. Sediment. Petrol.* 27 (1), 3–26.
- Forman, S. L., Nordt, L., Gomez, J., Pierson, J. (2009): Late Holocene dune migration on the south Texas sand sheet. *Geomorphology* 108. 159–170.
- Friedman, G. M. (1961): Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. *J. Sed. Petrology*, 31, 514-529.
- Gábris, Gy, Horváth, E., Novothny, Á., Ruskiczay-Rüdiger, Zs, (2012): Fluvial and aeolian landscape evolution in Hungary – results of the last 20 years research. *Netherlands Journal of Geosciences* 91, 111-128.
- Gábris, Gy. (1995): A folyóvízi felszínalakítás módosulásai a hazai későglaciális-holocén öskörnyezet változásainak tükrében. *Földrajzi Közlemények* 119, 3-10.
- Gábris, Gy. (2003): A földtörténet utolsó 30 ezer évének szakaszai és a futóhomok mozgásának főbb periódusai Magyarországon. *Földrajzi Közlemények*. 1-13.
- Gábris, Gy., Krolopp, E., Ujházy, K. (2011): Késő-pleisztocén (késő-glaciális) – holocén környezetváltozás Duna menti homokbuckák komplex vizsgálata alapján. *Földtani Közlöny* 141/1. 57-72.
- Gábris, Gy., Túri, Z. (2008): Homokmozgás a történelmi időkben a Tiszazug területén. *Földrajzi Közlemények* 132, 241–250.
- Gardin, E., Bourke M. C., Allemand, P., Quantin, C. (2011): High albedo dune features suggest past dune migration and possible geochemical cementation of aeolian sediments on Mars. *Icarus* 212, 590–596.
- Girardi J. D., Davis D. M., 2010. Parabolic dune reactivation and migration at Napeague, NY, USA: Insights from aerial and GPR imagery. *Geomorphology* 114, 530–541.
- Goudie, A. S. (2013): *Arid and semi-arid geomorphology*. Cambridge University Press. Cambridge. p. 461.
- Goudie, A. S., Wells, G. L. (1995): The nature, distribution and formation of pans in arid zones. *Earth Science Reviews* 38. 1-69.

- Gozdzik J. S., 2000. Aeolian cover sands in the south-eastern part of Łódź region. In: Dulias, R., Pelka-Gosciniak, P. (eds.), *Aeolian Processes in Different Landscape Zones*. University of Silesia, Sosnowiec. 80–88.
- Gulyás, S., Sümegi, P. (2011): Farming and/or foraging? New environmental data to the life and economic transformation of Late Neolithic tell communities in SE Hungary. *Journal of Archaeological Science* 38, 3323–3339.
- Gutierrez-Elorza, M., Desir, G., Gutierrez-Santolalla, F. (2002): Yardangs in the semiarid central sector of the Ebro Depression (NE Spain). *Geomorphology* 44, 155–170.
- Györgyövícs, K., Kiss, T., (2013): Dune hierarchy and morphometric classes of the parabolic sand dune association of Inner Somogy, Hungary. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 47 (1), 31–48.
- Györgyövícs, K., Kiss, T., (2016): Landscape metrics applied in geomorphology: hierarchy and morphometric classes of sand dunes in Inner Somogy, Hungary. *Hungarian Geographical Bulletin* 65 (3), 271–282.
- Györi, A. (2013): Eolikus felszíninformálás hazánk területén a pleisztocéntól a holocénig, a Duna-Tisza közének részletes elemzésével. OTDK dolgozat.
- Halsey, L.A., Catto, N.R., Rutter, N.W. (1990): Sedimentology and development of parabolic dunes, Grande Prairie dune field, Alberta. *Canadian Journal of Earth Sciences* 27, 1762–1772.
- Halsey, L.A., Catto, R. (1994): Geomorphology, sedimentary structures, and genesis of dome dunes in western Canada. *Geographie physique et Quaternaire* 48, 97–105.
- Harari, Z. (1996): Ground-penetrating radar (GPR) for imaging stratigraphic features and groundwater in sand dunes. *Journal of Applied Geophysics* 36, 43–52.
- Havholm, K.G., Ames, D.V., Whittecar, G.R., Wenell, B.A., Riggs, S.R., Jol, H.M., Berger, G.W., Holmes, M.A. (2004): Stratigraphy of back-barrier coastal dunes, northern North Carolina and southern Virginia. *Journal of Coastal Research*, 20, 980–999.
- Havholm, K.G., Bergstrom, N.D., Jol, H.M., Running, G.L. (2003): GPR survey of a Holocene aeolian/fluvial/lacustrine succession, Lauder Sandhills, Manitoba, Canada, in Bristow, C.S., and Jol, H.M., eds., *Ground Penetrating Radar in Sediments*. Geological Society London, Special Publication 211, 47–54.
- Hayward, R.K., Fenton, L.K., Titus, T.N. (2013): Mars Global Digital Dune Database (MGD3): Global dune distribution and wind pattern observations. *Icarus* 230, 38–46.
- He, Z., Zhou, J., Lai, Z., Yang, L., Liang, J., Long, H., Ou, X. (2010): Quaternary Geochronology 5, 2–3, 102–106.
- Hesse P., 2011. Sticky dunes in a wet desert: Formation, stabilisation and modification of the Australian desert dunefields. *Geomorphology* 134, 309–325.
- Hesse, P.P., Humphreysa, G.S., Selkirkb, P.M., Adamsonb, D.A., Gorea, D.B., Nobesc, D.C., Priced, D.M., Schwenningere, J.-L., Smithf, B., Tulaua, M., Hemmings, F. (2003): Late Quaternary aeolian dunes on the presently humid Blue Mountains, Eastern Australia. *Quaternary International* 108, 13–32.
- Hugenholtz, C. H., Bender D., Wolfe, S. A. (2010): Declining sand dune activity in the southern Canadian prairies: Historical context, controls and ecosystem implications. *Aeolian Research* 2, 71–82.
- Hugenholtz, C. H., Levin, N., Barchyn, T. E., Baddock, M. C. (2012): Remote sensing and spatial analysis of aeolian sand dunes: A review and outlook. *Earth-Science Reviews* 111, 319–334.
- Hugenholtz, C. H., Wolfe, S. A. (2006): Morphodynamics and climate controls of two aeolian blowouts on the northern Great Plains, Canada. *Earth Surf. Process. Landforms* 31, 1540–1557.
- Hugenholtz, C. H., Wolfe, S. A. (2009): Form–flow interactions of an aeolian saucer blowout. *Earth Surf. Process. Landforms* 34, 919–928.
- Hugenholtz, C. H., Wolfe, S. A., Walker, I. J., Moorman, B. J. (2009): Spatial and temporal patterns of aeolian sediment transport on an inland parabolic dune, Bigstick Sand Hills, Saskatchewan, Canada. *Geomorphology* 105, 158–170.
- Hugenholtz, C.H., Moorman, B.J., Wolfe, S.A. (2007): Ground penetrating radar (GPR) imaging of the internal structure of an active parabolic sand dune. *The Geological Society of America, Special Paper* 432, 35–45.

- Iványi I., Lehmann A. 2002: Duna-Dráva Nemzeti Park. Mezőgazda Kiadó. Budapest
- Jakab, G., Sümegi, P., Szántó, Zs. (2005): Késő-glaciális és holocén vízszíntingadozások a Szigligeti-öbölben (Balaton) makrofosszília vizsgálatok eredményei alapján. *Földtani Közlöny* 135, 405-431.
- Janotta, A., Radtke, U., Czwiellung, K., Heidger, M. (1997): Luminescence dating (IRSL/TL) of lateglacial and Holocene dune sands and sandy loesses near Bonn, Gifhorn and Diepholz (Germany). *Quaternary Science Reviews (Quaternary Geochronology)*, 16, 349-355.
- Járainé-Komlódi M. (1969): Adatok az Alföld negyedkori klíma-és vegetációtörténetéhez II. *Botanikai Közlöny* 56, 43-55.
- Járainé-Komlódi M. (2000): A Kárpát-medence növényzetének kialakulása. *Tilia* 9, 5-59.
- Juhász I. 2004: A DNY-Dunántúl és a Kis-Balaton regionális vegetációtörténete az utolsó 12 000 évben. In: Fülek Gy. (szerk): A táj változásai a Kárpát-medencében (Víz a tájban). Gödöllő. p. 75-84.
- Jungerius, P. D. (1984): A simulationmodel of blowout development. *Earth Surface Processes and Landforms*. 9. 509-512.
- Kádár, L. (1935): Futóhomok-tanulmányok a Duna-Tisza-közén. *Földrajzi Közlemények*. 63. 4-15.
- Kádár, L. (1956): A magyarországi futóhomok-kutatás eredményei és vitás kérdései. *Földrajzi Közlemények*. 143-158.
- Kádár, L. (1966): Az eolikus felszíni formák természetes rendszere. *Földrajzi Értesítő*. XV. évf. 4. füzet. 413-448.
- Kasse, C., (2002): Sandy aeolian deposits and environments and their relation to climate during the Last Glacial Maximum and Lateglacial in northwest and central Europe. *Progress in Physical Geography* 26, 507-532.
- Kasse, C., Bohncke, S.J.P., Vandenberghe, J., Gábris, Gy. (2010): Fluvial style changes during the last glacial-interglacial transition in the middle Tisza valley (Hungary). *Proceedings of the Geologists' Association* 121, 180-194.
- Keyes, C. R. (1912): Deflative scheme of the geographic cycle in an arid climate. *Bulletin of the Geological Society of America*, 23, 537-562.
- Kilibarda, Z., Blockland, J. (2011): Morphology and origin of the Fair Oaks Dunes in NW Indiana, USA. *Geomorphology* 125. 305–318.
- Killigrew, L. P., Gilkes, R. J. (1974): Development of playa lakes in southwestern Australia. *Nature* 247, 454-5.
- Kiss, T. (2000): Futóhomokterületek felszindinamikája természeti és társadalmi hatások tükrében – dél-nyírségi vizsgálatok alapján. Doktori (PhD) értekezés. Debrecen.
- Kiss, T. Sipos, Gy., Kovács, F. (2009): Human impact on fixed sand dunes revealed by morphometric analysis. *Earth surfaces processes and landforms* 34(5), 700-711.
- Kiss, T., Nyári, D., Sipos, Gy. (2008): Történelmi idők eolikus tevékenységének vizsgálata: a Nyírség és a Duna-Tisza köze összehasonlító elemzése. *Geographia generalis et specialis*. Debrecen: Kossuth Egyetemi Kiadó. 99-106.
- Kiss, T., Sipos, Gy., Mauz, B., Mezösi, G. (2012): Holocene aeolian sand mobilization, vegetation history and human impact on the stabilized sand dune area of the southern Nyírség, Hungary. *Quaternary Research* 78, 492–501.
- Kocurek, G. (1988): First order and super bounding surfaces in eolian sequences – bounding surfaces revisited. *Sediment. Geol.* 56, 193–206.
- Kocurek, G., Ewing, R. C. (2005): Aeolian dune field self-organization – implications for the formation of simple versus complex dune-field patterns. *Geomorphology* 72. 94– 105.
- Koprowski, M., Winchester, V., Zielski, A. (2010): Tree reactions and dune movements: Slowinski National Park, Poland. *Catena* 81, 55–65.
- Kuzucuoglu, C., Parish, R., Karabiyikoglu, M. (1998): The dune systems of the Konya Plain (Turkey): their relation to environmental changes in Central Anatolia during the Late Pleistocene and Holocene. *Geomorphology* 23, 257–271.
- Labuz T. A. (2005): Present-day dune environment dynamics on the coast of the Swina Gate Sandbar (Polish West coast), Estuarine. *Coastal and Shelf Science* 62, 507–520.
- Lancaster, N. (1995): *Geomorphology of Desert Dunes*. Routledge, London, 290.

- Lancaster, N. (2009): Dune morphology and dynamics. In: Parsons, A. J., Abrahams, A. D. (eds). *Geomorphology of desert environments*. Second edition. Springer.
- Lemmen, D. S., Vance, R. E., Campbell, I. A., David, P. P., Pennock, D. J., Sauchyn, D. J., Wolfe, S. A. (1998): Geomorphic systems of the palliser triangle, Southern Canadian Prairies: description and response to changing climate. *Geological survey of Canada, Bulletin* 521, 25-39.
- Liu, B., Qu, J., Ning, D., Gao, Y., Zu, R., An, Z. (2014). Grain-size study of aeolian sediments found east of Kumtagh Desert. *Aeolian Research* 13, 1–6.
- Livingstone, I., Warren, A. (1996): *Aeolian geomorphology. An introduction*. Longman Singapore Publishers Ltd.
- Lóki J. (1981): Belső-Somogy futóhomok területeinek kialakulása és formái. *Közlemények a Debreceni Kossuth Lajos Tudományegyetem Földrajzi Intézetéből*. 139. 81-107.
- Lóki, J. (2003): A szélerózió mechanizmusa és magyarországi hatásai. – Akadémiai doktori értekezés, Debrecen. 182.
- Lóki, J. (2012): A nyírségi futóhomokformák átalakulása - antropogén és klimatikus hatások. VI. Magyar Földrajzi Konferencia kiadványkötete. 549-564.
- Lóki, J., Hertelendi, E., Borsy, Z. (1993): New dating of blown sand movements in Nyírség. *Acta Geographica Debrecina*. Debrecen. 67-76.
- Lóki, J., Hertelendi, E., Borsy, Z., (1994): New dating of blown sand movement in the Nyírség. *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina* 32, 67-76.
- Lóki, J., Négyesi, G. (2001): A talajfelszíni kéreg képződése és hatása a szélerózióra. *Acta geographica ac geologica et meteorologica Debrecina*, 36. 55-64.
- Lóki, J., Schweitzer, F. (2001): Fiala homokmozgások kormeghatározási kérdései a Duna-Tisza közti régészeti feltárások tükrében. *Közlemények a DE Földrajzi Intézetéből*, No. 221. 175-181.
- Lóki, J., Sümegi, P., Félegyházi, E., Hertelendi, E., (1995): A Kolon-tó fenékszintjébe mélyített fúrás rétegsorának szedimentológiai, pollenanalitikai és malakofaunisztikai elemzése. *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina* 33, 93-115.
- Lovász, Gy. (2002). A holocén felszínfejlődési folyamatok rekonstrukciója Magyarországon. *Földrajzi Értesítő* 51, 31-39.
- Madole, R. F. (1995): Spatial and temporal patterns of Late Quaternary eolian deposition, Eastern Colorado, U.S.A. *Quaternary Science Reviews*. Vol. 14, 155-177.
- Markewich, H. W., Litwin R. J., Pavich, M. J., Brook, G. A. (2009): Late Pleistocene eolian features in southeastern Maryland and Chesapeake Bay region indicate strong WNW–NW winds accompanied growth of the Laurentide Ice Sheet. *Quaternary Research* 71. 409–425.
- Marosi S. 1960: Felszínfejlődési problémák Belső-Somogyban. *A Magyar Földrajzi Társaság XIV. Vándorgyűlése*. Zalaegerszeg. 31-35.
- Marosi S. 1967: Kovárványrétegek és periglaciális jelenségek összefüggésének kérdései a belső-somogyi futóhomokban. *Földrajzi Értesítő* 15. 27-40.
- Marosi S., Somogyi S. (szerk.) (1990): *Magyarország kistájainak katasztere* 1-2. kötet. MTA Földrajztudományi Kutató Intézet. Budapest
- Marosi, S. (1970): *Belső-Somogy kialakulása és felszínalaklata*. Akadémiai Kiadó. Budapest.
- Mason, J.A., Swinehart, J.B., Hanson, P.R., Loope, D.B., Goble, R.J., Miao, X., Schmeisser, R.L. (2011): Late Pleistocene dune activity in the central Great Plains, USA. *Quaternary Science Reviews* 30. 3858-3870.
- McKee, E. D. (1966): Structures of dunes at White Sands National Monument, New Mexico (and a comparison with structures of dunes from other selected areas). *Sedimentology*, 7, 1-69.
- McKee, E. D. (ed., 1979): *A Study of Global Sand Seas*. Geol. Survey, Prof. Paper, US Govt. Printing Office, Washington DC.
- McLaren, P. (1981): An interpretation of trends in grain size measures. *J. Sedimentary Petrology*, 51, 611-624.
- Medzihradsky, Zs. 2004: A Kis-Balaton, mint emberi élőhely tizenkétezer éves története. In: Fülek Gy. (szerk): *A táj változásai a Kárpát-medencében (Víz a tájban)*. Gödöllő. 85-96

- Miao, X., Hanson, P. R., Wang H., Young, A. R. (2010): Timing and origin for sand dunes in the Green River Lowland of Illinois, upper Mississippi River Valley, USA. *Quaternary Science Reviews* 29. 763–773.
- Molnár, B. (2015): A Kiskunsági Nemzeti Park földtana és vízföldtana. JATEPress. Szeged.
- Moskalewicz, D. (2012): Human impact on the geomorphological evolution of the aeolian coastal environment, an example of the Leba Barrier, Poland. *Quaternary International* 279–280, 340.
- Mountney, N. P., Russel, A. J. (2009): Aeolian dune-field development in a water table-controlled system: Skeiddararsandur, Southern Iceland. *Sedimentology* 56, 2107–2131.
- 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. *Quaternary Research* 43, 198–208.
- Muhs, D. R., Stafford, Jr. T. W., Been J., Mahan, S. A., Burdett, J., Skipp, G., Muhs- Rowland, Z. (1997): Holocene eolian activity in the Minot dune field, North Dakota. *Canadian Journal of Earth Sciences* Vol. 34. 1442–1459.
- Nádor, A., Thamó-Bozsó, E., Magyar, Á., Babinszki, E., (2007): Fluvial responses to tectonics and climate change during the Late Weichselian in the eastern part of the Pannonian Basin (Hungary). *Sedimentary Geology* 202, 174–192.
- Náfrádi, K. (2011): Régészeti lelőhelyek szenült faanyagának határozása és értékelése a geoarcheológiai kutatásokban. Doktori (PhD) értekezés.
- Nagy B., Mari L., Kovács J., Nemerényi Zs., Heiling Zs. (2014): Az Ojos del Salado monitoring vizsgálata: Jég és vízjelenlét a Föld legszárazabb magashegységében. In: Kóródi T., Samsunné Molnár J., Siskáné Szilasi B., Dobos E. (szerk.): VII. Magyar Földrajzi Konferencia Kiadványa. Miskolc. Miskolci Egyetem. 452–462.
- Nagy, B., Félegyházi, E., (2001): A Sajó-Hernád hordalékkúp későpleisztocén mederhálózatának vizsgálata. *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina* 35, 221–232.
- Neal, A., Roberts, C.L. (2001): Internal structure of a trough blowout, determined from migrated ground-penetrating radar profiles. *Sedimentology* 48, 791–810.
- Négyesi, G., Lóki J., Buró B., Szabó, Sz. (2016): Effect of soil parameters on the threshold wind velocity and maximum eroded mass in a dry environment. *Arabian Journal of Geosciences*. 9, 588–598
- Nield, J. M., Baas, A. C.W. (2008): The influence of different environmental and climatic conditions on vegetated aeolian dune landscape development and response. *Global and Planetary Change* 64. 76–92.
- Nottebaum, V., Lehmkuhl, F., Stauch, G., Hartmann, K., Wünnemann, B., Schimpf, S. and Lu H. (2014): Regional grain size variations in aeolian sediments along the transition between Tibetan highlands and north-western Chinese deserts – the influence of geomorphological settings on aeolian transport pathways. *Earth Surf. Process. Landforms* 39 (14), 1960–1978
- Novothny, Á., Frechen, M., Horváth, E. (2010): Luminescence dating of periods of sand movement from the Gödöllő Hills, Hungary. *Geomorphology* 122. 254–263.
- Nyári, D., Kiss, T. (2005a): Homokmozgások vizsgálata a Duna-Tisza közén. *Földrajzi Közlemények* CXXIX. (LIV) 344. 133–146.
- Nyári, D., Kiss, T. (2005b): Holocén futóhomok-mozgások Bács-Kiskun megyében régészeti leletek tükrében. *Cumania*, 22. 83–94.
- Nyári, D., Kiss, T., Sipos, Gy. (2007): Investigation of Holocene blown-sand movement based on archaeological findings and OSL dating, Danube-Tisza Interfluve, Hungary. *Journal of Maps Student Edition*, 46–57.
- Pécsi M. (1962): A magyarországi pleisztocénkori lejtős üledékek és kialakulásuk. *Földrajzi Értesítő* 11: 19–39.
- Pécsi, M. (1959): A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalakulása. Akadémiai Kiadó, Budapest, 346.
- Pécsi, M. (1997): Szerkezeti és vázrajzi képződés Magyarországon. MTA FKI, Budapest. 296.
- Phillips, J. A. (1882): The red sands of the Arabian Desert. *Q. J. Geol. Soc. Lond.* 38, 110–113.
- Prescott, J. R., Hutton, J. T. (1994): Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. *Radiation Measurements*, 23. 497–500.

- Pye K., Tsoar H. (2009): *Aeolian Sand and Sand Dunes*. Second printing with corrections. Springer, Berlin, 476 (first published by Springer in 1990)
- Radebaugh, J. (2013): Dunes on Saturn's moon Titan as revealed by the Cassini Mission. *Aeolian Research* 11, 23–41.
- Rae, J. (1884): Wind sand ripples. *Nature* 29, 357.
- Rakonczi, J. (2013): A klímaváltozás következményei a dél-alföldi tájon: A természeti földrajz változó szerepe és lehetőségei. Akadémiai doktori értekezés. 167.
- Rawling III, J.E., Hanson, P.R., Young, A.R., Attig, J.W. (2008): Late Pleistocene dune construction in the Central Sand Plain of Wisconsin, USA. *Geomorphology* 100. 494–505.
- Rebollar, M. B., Pérez-González A. (2008): Inland aeolian deposits of the Iberian Peninsula: Sand dunes and clay dunes of the Duero Basin and the Manchega Plain. *Palaeoclimatic considerations*. *Geomorphology* 102. 207–220.
- Reddy, D. V., Singaraju, V., Mishra, R., Kumar, D., Thomas, P. J., Rao, K. K., Singhvi, A. K. (2013): Luminescence chronology of the inland sand dunes from SE India. *Quaternary Research* 80, 265–273.
- Sahu, B. K. (1964): Depositional mechanisms from the size analysis of clastic sediments. *J. Sediment. Petrol.* 34 (1), 73–78.
- Schenk, C.J., Gauthier, D.L., Olhoeft, G.R., Lucius, J.E. (1993): Internal structure of an aeolian dune using ground penetrating radar. In Pye, K., and Lancaster, N., eds., *Aeolian Sediments, Ancient and Modern: International Association of Sedimentologists Special Publication* 16, 61–69.
- Sebe, K., Csillag, G., Ruszkiczay - Rüdiger, Zs., Fodor, L., Thamó - Bozsó, E., Müller, P., Braucher, R. (2011): Wind erosion under cold climate: A Pleistocene periglacial megayardang system in Central Europe (Western Pannonian Basin, Hungary). *Geomorphology* 134, 470–482.
- Seppälä, M. (1995): Deflation and redeposition of sand dunes in Finnish Lapland. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 14, 799–809.
- Sharp, R. P. (1963): Wind ripples. *Journal of Geology*, 71. 617–636.
- Sipos Gy., Kiss, T., Nyári, D. (2009): Kormeghatározás optikai lumineszcenciával: homokmozgások vizsgálata a történelmi időkben Csengele területén. In: Kázmér Miklós (szerk.): *Környezettörténet. Az elmúlt 500 év környezeti eseményei történelmi és természettudományi források tükrében*. Hantken Kiadó. Budapest. 409–420
- Stokes, S. L. (1968): Multiple parallel-truncation bedding planes - a feature of wind deposited sandstone formations. *J. Sed. Petrology*, 38, 510–515.
- Sümeghy, J. (1953): *Medencéink pliocén és pleisztocén rétegtani kérdései*. Éves jelentés, Budapest, MÁFI
- Sümegi P., Juhász I., Magyar E., Jakab G., Rudner E., Szántó Zs., Molnár M. (2008): A keleméri Mohos-tavak fejlődéstörténetének rekonstrukciója paleobotanikai vizsgálatok alapján. *ANP füzetek* 4, 35–57.
- Sümegi P., Krolopp E. (1995): A magyarországi würm korú löszök képződésének paleoökológiai rekonstrukciója Mollusca-fauna alapján. *Földtani Közlöny* 125, 125–148.
- Sümegi, P. (2004): Environmental changes under the neolithization process in Central Europe: before and after. In: *Antaeus. Comm. Inst. Archaeo. MTA* 27, 117–127.
- Sümegi, P., Krolopp, E., Hertelendi, E., (1998): A Ságvár-Lascaux interstadiális paleo- ökológiai rekonstrukciója. *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina* 34, 165–180.
- Sümegi, P., Krolopp, E., Rudner, E., (2002): Negyedidőszak végi ökönyezeti változások a Kárpát-medencében térben és időben. *Földtani Közlöny* 132, 5–22.
- Sümegi, P., Törőcsik, T., (2007): Hazánk növényzete az éghajlatváltozások tükrében. *Természet Világa* 138, 1–9.
- Szatmári, J. (2006): *Geoinformatikai módszerek és folyamatmodellek alkalmazása a széleróziós vizsgálatokban*. Doktori (PhD) értekezés. 129.
- Szőör Gy., Sümegi P., Hertelendi E. (1989): Őshőmérsékleti adatok meghatározása malakohőmérőmódszerrel az Alföld felső pleisztocén - holocén klímaváltozásaival kapcsolatban. *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina* 28–29, 217–229.

- Tastet, J., Pontee, N. I. (1998): Morpho-chronology of coastal dunes in Médoc. A new interpretation of Holocene dunes in Southwestern France. *Geomorphology* 25. 93–109.
- Thamó-Bozsó, E., Csillag, G., Fodor, L.I., Müller, P.M., Nagy, A., (2010): OSL-dating the Quaternary landscape evolution in the Vértes Hills forelands (Hungary). *Quaternary Geochronology* 5, 120–124.
- Thamó-Bozsó, E., Magyari, Á., Nagy, A., Unger, Z., Zs, Kericsmár (2007): OSL dates and heavy mineral analysis of upper Quaternary sediments from the valleys of Ér and Berettyó Rivers. *Geochronometria* 28, 17–23.
- Thomas D. S. G. (1997): *Arid Zone Geomorphology: Process, Form and Change in Drylands*, 2nd Edition, Wiley, 713.
- Thomas D. S. G. (2011): *Arid Zone Geomorphology: Process, Form and Change in Drylands*, 3rd Edition, Wiley-Blackwell, 648.
- Thorp, J., Smith, H. T. U. (1952): Pleistocene eolian deposits of the United States, Alaska and parts of Canada. National Research Council Committee for the study of eolian peposits. Geological Society of America.
- Tripaldi, A., Forman, S. L. (2007): Geomorphology and chronology of Late Quaternary dune fields of western Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 251. 300–320.
- Tsoar, H. (2005): Sand dunes mobility and stability in relation to climate. *Physica A* 357. 50–56.
- Tsuchiya, K., Oguro, Y. (2007): Observation of large fixed sand dunes of Taklimakan Desert using satellite imagery. *Advances in Space Research* 39. 60–64.
- Ujházy, K., Gábris, Gy., Frechen, M. (2003): Ages of periods of sand movement in Hungary determined through luminescence measurements. *Quaternary International* 111. 91–100.
- van Dam, R.L., Nichol, S.L., Augustinus, P.C., Parnell, K.E., Hosking, P.L., McLean, R.F. (2003): GPR stratigraphy of a large active dune on Parengarenga Sandspit, New Zealand. *The Leading Edge*, 22, 865–881.
- van Dam, R.L., Schlager, W., (2000): Identifying causes of ground-penetrating radar reflections using time-domain reflectometry and sedimentological analyses. *Sedimentology*, 47, 435–449.
- Verstappen, H. T. (1968): On the origin of longitudinal (seif) dunes. *Z. Geomorph.* 12, 200–220.
- Vertse, A. (1932): A nyírségi futóhomok problémája. *Nyíregyháza*. 1–29.
- Wang, X., Dong, Z., Zhang, J., Chen, G. (2002): Geomorphology of sand dunes in the Northeast Taklimakan Desert. *Geomorphology* 42. 183–195.
- Wang, X., Dong, Z., Zhang, J., Qu, J., Zhao, A. (2003): Grain size characteristics of dune sands in the central Taklimakan Sand Sea. *Sediment. Geol.* 161 (1–2), 1–14.
- Wang, X., Zhang, C., Zhang, J., Hua, T., L Lang, L., Zhang, X., Wang, L. (2010): Nebkha formation: Implications for reconstructing environmental changes over the past several centuries in the Ala Shan Plateau, China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 297, 697–706.
- Warren A., Allison D. (1998): The paleoenvironmental significance of dune size hierarchies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 137, 289–303.
- Willis, K.J., Rudner, E., Sümegi, P., (2000): The full-glacial forests of central and southeastern Europe. *Quaternary Research* 53, 203–213.
- Willis, K.J., Van Andel, T.H., (2004): Trees or no trees? The environments of central and eastern Europe during the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews* 23, 2369–2387.
- Wilson, I. G. (1972): Aeolian bedforms – their development and origins. *Sedimentology* 19, 173–210.
- Wintle, A.G., Murray, A. S. (2006): A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Radiation Measurements*, 41. 369–391.
- Wolfe, S. A., David, P. P. (1997): Parabolic dunes: examples from the Great Sand Hills, Southwestern Saskatchewan. *The Canadian Geographer* 41, no 2, 207–213.
- Wolfe, S. A., Muhs, D. R., David, P. P., McGeehin, J. P. (2000): Chronology and geochemistry of late Holocene eolian deposits in the Brandon Sand Hills, Manitoba, Canada. *Quaternary International* 67. 61–74.

- Wolfe, S., Bond, J., Lamothe, M. (2011): Dune stabilization in central and southern Yukon in relation to early Holocene environmental change, northwestern North America. *Quaternary Science Reviews* 30, 324-334.
- Yang, L.H., Wang, T., Zhou, J., Lai, Z. P., Long, H. (2012): OSL chronology and possible forcing mechanisms of dune evolution in the Horqin dunefield in northern China since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Research* 78. 185–196.
- Yao, Z.Y., Wang, T., Han, Z.W., Zhang, W.M., Zha, A.G. (2007): Migration of sand dunes on the northern Alxa Plateau, Inner Mongolia, China. *Journal of Arid Environments* 70. 80-93.
- Zatykó, Cs., Juhász, I., Sümegi, P. (eds.) (2007): *Environmental Archaeology in Transdanubia (Hungary)*. Budapest, *Varia Archaeologica Hungarica* 20, 239–241.
- Zhu, B., Yu, J. (2014): Aeolian sorting processes in the Ejina desert basin (China) and their response to depositional environment. *Aeolian Research* 12, 111–120.
- Zhu, B., Yu, J., Rioual R., Ren X. (2014): Particle size variation of aeolian dune deposits in the lower reaches of the Heihe River basin, China. *Sedimentary Geology* 301, 54–69.
- Zs. Ruszkiczay-Rüdiger, R. Braucher, G. Csillag, Fodor, L. I., Dunai, T.J., Bada, G., Bourlés, D., Müller, P. (2011): Dating Pleistocene aeolian landforms in Hungary, Central Europe, using in situ produced cosmogenic ^{10}Be . *Quaternary Geochronology* 6, 515-529.

8. Köszönetnyilvánítás

Először is szeretnék köszönetet mondani témavezetőmnek, Dr. Kiss Tímeának, amiért felsőfokú tanulmányaim kezdete óta segíti munkámat, iránymutatásával, szakmai segítségével és tanácsival végig támogatott és hitt bennem. Nemcsak a dolgozat, a cikkek és a konferenciaanyagok megírásában, de a terepi munkákban és felvételezésekben is elengedhetetlen volt a segítsége. Köszönet illeti bátorításért és a szemléletformálásért is, amelyet további szakmai karrierem során is hasznosítok.

Köszönettel tartozom az SZTE Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék munkatársainak és doktoranduszainak, akik tanácsaikkal és észrevételeikkel segítettek munkámat. Külön köszönet illeti Dr. Sipos Györgyöt a laboratóriumi vizsgálatok műszeres háttérének biztosításáért, Tóth Orsolyát az OSL feltárások és mérések során nyújtott nélkülözhetetlen segítségéért, illetve Dr. Katona Orsolyát amiért szakmailag támogatott a szemcseösszetételi vizsgálatok és a georadar felmérések során, valamint barátként végig mellettem állt.

Hálás köszönettel tartozom Dr. András Gábornak a terepi mintagyűjtés és Dr. Hernes Péternek a laboratóriumi feltárások során nyújtott segítségükért, barátságukért és tanácsaikért.

Külön szeretném megköszönni szüleimnek, hogy támogatták tanulmányaimat, biztatnak és mindig mellettem állnak.

Végül, de nem utolsó sorban köszönöm férjemnek, Tóth Zoltánnak a sok türelmet, folyamatos biztatást és segítséget, amit a dolgozat megírása során nyújtott.

Az értekezés egyes fejezeteihez kapcsolódó kutatás a TÁMOP 4.2.4.A/2-11-1-2012-0001 azonosító számú „Nemzeti Kiválóság Program – Hazai hallgatói, illetve kutatói személyi támogatást biztosító rendszer kidolgozása és működtetése konvergencia program” című kiemelt projekt keretében zajlott. A projekt az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósul meg.

9. Summary

While aeolian research in arid regions and deserts has been carried out since the 19th century (e.g. Philips 1882, Rae 1884, Cornish 1897, Davis 1899, Beadnell 1909, Keyes 1912, Bagnold 1941) scientific investigation started later in semi-arid and dry regions in the temperate zone (Cholnoky 1902, Kádár 1935, Thorp és Smith 1952, Borsy 1961, David 1977). In the second half of the 20th century, computer technology developed rapidly, resolution and availability of airborne and satellite imagery increased dramatically and travel to remote areas became easier, which supported a new phase of aeolian research.

There is an increasing demand and scientific aim to be able to predict changes in the aeolian environment. To be able to build reliable models cause-effect relationships, feedback cycles and the physical laws of sand movement need to be well investigated and fully understood. This can only be achieved through interdisciplinary research that focuses on investigating the complex interdependences of climate change – including precipitation, wind direction, wind velocity and wind permanency –, sand supply, grain size, soil type, vegetation and moisture content (Hugenholtz et al. 2010, de M. Luna et al. 2011, Barchyn és Hugenholtz 2012, Hugenholtz et al. 2012, Barchyn et al. 2014).

Inner Somogy is the third largest sand dune area in Hungary, which was formed on the alluvial fan of the paleo-Danube (Marosi 1970). Yet, in contrary with the two other aeolian regions, Inner Somogy is not in an elevated position, but lays lower than the surrounding landscape which results in a positive inflow of ground water that creates a unique environment, therefore the effects of climate change are different. Prevailing wind direction is also different in Inner Somogy, here northerly winds formed the region, while other alluvial fans were subject to the effects of north-easterly winds. The first scientific investigation of this unique landscape was carried out by Cholnoky (n.d.) who described a large blowout–residual ridge–hummock form-assembly. Marosi (1970) determined that the original grain size distribution of the alluvial fan was only partially modified during aeolian rework, and identified illuviation laminae, sand veins and wedges which indicate periglacial climate during the last ice age and also suggest that formation of the aeolian landforms terminated in the Weichselian. He also described parabolic dunes and classified the negative forms. Lóki (1981) created a detailed geomorphological map of Inner Somogy. All three authors argued that the main period of dune formation took place during the Weichselian glaciation, and landforms stabilised during the Late Glacial Maximum and were only modified by areal erosion in the Holocene. Sebe et al. (2011) argued that aeolian erosion was the prevailing formation factor during the glacial period of the Pleistocene and described Marcali-ridge – a wedge-shaped loess plateau dividing the two sand covered regions of Inner Somogy – as a yardang, however identifying dune types and dating the periods of sand movements were not part of their study.

Therefore, the aim of my research is to analyse the geomorphology of East Inner Somogy following the classical investigation of landform–material–process. Since previous research (Cholnoky n.d., Marosi 1970, Lóki 1981), new research methods, updated maps (especially the new topographic map series created in the 1980s) and absolute (numeric) dating has become available. In the first part of my research – using the new methods – my aim was to identify the aeolian landforms of the region including both deflationary and accumulative forms. Different landforms imply different depositional environments; therefore, my further research aim was to classify the landforms using their morphometric parameters and analyse the distribution between the classes. Optically stimulated luminescence was used to determine the age of periods of

sand movement in the region. Varied depositional environments means different sediments are characterised by different grain size distribution and internal structure. To distinguish between these environments, grain size distribution analyses and GPR (ground penetrating radar) surveys were also carried out.

The aim of this research was to answer the following questions:

- 1) What type of landforms can be identified in East Inner Somogy?
- 2) When were the main phases of active aeolian formation and sand movement?
- 3) What are the grain size characteristics of the aeolian sediments and how complex is the internal structure of the landforms?
- 4) When and to what extent did climate change and anthropogenic activity influence the landscape development in Inner Somogy?

METHODS

Identification and classification of aeolian landforms

Aeolian landforms were identified in ArcGIS on a 1610 km² research area using 1:10,000 scale topographic maps (1981-1989). The landforms were located by outlining their base line, then their morphometric parameters were calculated in a GIS database. The following parameters were calculated for the positive forms: area (A_p), length of arc (L_{arc}), length of chord (L_{chord}), height (H), average width (A_p/L_{arc}), curvature (L_{arc}/L_{chord}); and for the negative forms: area (A_n), depth (D), length (L_n), width (W).

The position of positive forms reveals dune hierarchies, in some areas positive forms stabilised in groups, often connected or superimposed. Five hierarchy levels were identified in Inner Somogy: simple dunes with no level of superimposition and hierarchy levels 1-4 superimposed on each other.

During the classification of positive forms using their morphometric parameters, first, curvature was used to classify non-crescentic forms where length of chord (L_{chord}) could not be calculated or is equal with length of arc (L_{arc}). Crescentic forms were further classified based on the length of arc to classes of (1) $L_{arc} > 1000$ m, (2) $L_{arc} = 160-1000$ m and (3) $L_{arc} < 160$ m. Large forms ($L_{arc} > 1000$ m) were further separated to subclasses of $A_p/L_{arc} > 250$ and $A_p/L_{arc} < 250$; while medium sized dunes ($L_{arc} = 160-1000$ m) have subclasses of $A_p/L_{arc} > 110$ m, $110 \text{ m} > A_p/L_{arc} > 62$ m, and $A_p/L_{arc} < 62$ m. the smallest crescentic forms ($L_{arc} \leq 160$ m) were not classified further.

Negative forms were first classified by their area and large forms were separated ($A_n > 83\,000 \text{ m}^2$), then length/width ratio was calculated to create subclasses of smaller forms, which created the groups of round ($L_n/W < 2$), oval ($2 < L_n/W < 4$) and elongated ($L_n/W > 4$) forms.

Landscape metrics in Geomorphology

One of my research aims was to quantitatively describe the spatial distribution of the aeolian landforms, investigate the differences between form classes and their spatial characteristics. Aeolian sand dunes and deflationary depressions can be interpreted as patches in the landscape which allows the use of landscape metric analysis methodology – with limitations – to quantitatively investigate their spatial distribution. For the analysis, the geodatabase of positive and negative landforms was used. New landscape indices were calculated in ArcGIS 10 with Patch Analyst 5.1 (Rempel et al. 2012) and vLATE 2.0 (Land and Tiede 2003) extensions and further parameters were added using spreadsheets. To analyse the distribution of the forms the study area was dissected into

1.0 km²-size hexagonal units. The landforms were converted into points, which were always located within the original form, usually close to the summit of the dune-head or in the deepest part of a negative form. Therefore, the hexagonal units did not cut through the forms, so all of them were examined just once. The hexagonal units were grouped for analysis using the Natural Breaks method, which creates groups by defining the breakpoint of the distribution curve.

Luminescence (OSL) dating

Samples were corrected from each hierarchy level and morphometric classes to measure the age of sand deposition using optically stimulated luminescence dating. Altogether 22 samples were analysed which provided data to determine the age of sand movements and identify which forms developed in the different phases of aeolian activity. The measurements were carried out following the Single Aliquot Regeneration (SAR) protocol and the equivalent doses were determined using RISØ TL/OSL DA-15 instrument with beta radiation source of 0.114 Gy/s dose rate.

Grain size analysis

Morphometric classes were also sampled at 17 locations at every 10 cm to collect sand for grain size analysis. The data can reveal the transported sediment characteristics of each aeolian movement period which determines the environmental conditions prevailing at the time of deflation and accumulation. The collected 345 samples were analysed with Analysette 22 MicroTec plus laser diffraction grain size analysing instrument. Combined Udden-Wentworth scale was used for grain size classification (Blott and Pye, 2012) and statistical parameters were calculated according to the method of Folk and Ward (1957) in Gradistat (Blott and Pye, 2001).

Internal structure of the aeolian forms

GPR (ground penetrating radar) was used to determine bounding surfaces and fine sediment structures so the morpho-dynamics of the landforms can be studied. In this research, a GSSI radar with 200 MHz antennae was used to record 15 surveys with length of 86-445 m which included longitudinal and cross sections of the identified dune classes. Survey locations were chosen to include the sites of grain size analysis and OSL sampling. RADAN-GSSI software was used for interpretation of survey data.

RESULTS

Aeolian landforms

Altogether, 4403 positive and 2911 negative aeolian landforms were identified in East Inner Somogy. Positive forms were classified according to their relative position to each other and also using their morphometric parameters. As negative forms do not represent hierarchy levels, they were only classified by their morphometric parameters.

The superimposition of the dunes determined their hierarchy levels. The first hierarchy group is simple dunes which are not superimposed on other dunes, and no other dune was formed on them. These forms are the most common hierarchy type (72% of all dunes) and are abundant in the whole region, however many of them stabilised in the northern and western part. Hierarchy level 1 dunes build the base of superimposition and other dunes stabilised on them. They make up only 5% of all positive forms, while most of these dunes are located in three isolated groups in the northern, central and southern part of the region. Dunes of the second hierarchy level are superimposed on the level 1

dune and can also form the basis of other dunes. The level 2 dunes make up 18% of all dunes and are located on the heads of level 1 dunes. The third hierarchy level (4%) is superimposed on level 2, and level 4 (1%) is superimposed on some of them, but some level 3 dunes cannot be further dissected. None of the dunes in the hierarchy level 4 can be divided further and appear homogenous at the given scale.

Seven morphometric classes were identified using the morphometric parameters of the positive forms. 26% of all forms are elongated ridges, but the most common landforms are parabolic dunes which were further classified based in their size and degree of infilling. The large, partially filled parabolic dunes ($L_{arc} = 1024\text{--}12\,912\text{ m}$, $A/L_{arc} = 256\text{--}1246\text{ m}$) indicate moderate sand supply. This dune type constitutes merely 0.95% of all dunes but covers 4% of the study area and most of them belong to the hierarchy level 1, only a few to level 2. The large, unfilled parabolic dunes ($L_{arc} = 1002\text{--}6391\text{ m}$, $A/L_{arc} = 46\text{--}250\text{ m}$) indicate limited sand supply during their formation. Almost 8% of all dunes belong to this class, but due to their unfilled shape, they cover only 4.9% of the study area. Almost all of them belong to hierarchy level 2, though some members appear in hierarchy level 3. The medium-size parabolic dunes ($1000\text{ m} > L_{arc} > 160\text{ m}$) are one magnitude smaller than large forms and were further classified to three sub-classes based on the A/L_{arc} ratio. The medium-size filled parabolic dunes refer to abundant sand supply during their formation. Representing ca. 20% of all dunes, the members of this class have diverse size ($L_{arc} = 161\text{--}997\text{ m}$, $A/L_{arc} = 110\text{--}1023\text{ m}$) and occupy 4.7% of the study area. They are scattered all over the study area, some are located on the heads of large parabolic dunes, and some appear in rows perpendicular to wind direction, but the majority (ca. 90%) belong to hierarchy level 2. The medium-size partially filled parabolic dunes ($L_{arc} = 161\text{--}998\text{ m}$, $A/L_{arc} = 62\text{--}109\text{ m}$) developed when the sand supply was moderate. They are the most abundant forms (22%), though due to the reduced amount of accumulated sediment, they cover only 2.3% of the study area. These dunes appear in hierarchy levels 2–4, though most of them (90%) belong to level 2. Sediment supply was limited when the medium-size unfilled parabolic dunes ($L_{arc} = 161\text{--}995\text{ m}$, $A/L_{arc} = 21\text{--}6198\text{ m}$) formed. They represent only 11% of all forms and cover only 0.5% of the study area. They mostly belong to hierarchy level 2, but some appear in levels 3 and 4. The smallest crescentic dunes are hummocks ($L_{arc} = 28\text{--}159\text{ m}$). They represent only 11% of the forms and cover only 0.3% of the area. This class often appears on the highest surfaces of larger dunes and mostly builds up the hierarchy level 4.

The negative forms were classified into four morphometric classes based on their morphometric parameters. The smallest forms are blowout holes which are round-shaped and represent 50% of all forms. The volume of this class is the largest so most of the deflated sand was blown out from these small forms as moisture content was high during the aeolian phases and it prevented further large-scale erosion. Oval-shaped blowouts formed where sediments were drier and sideways erosion of small holes was possible. This is also an abundant form as 42% of all depressions belong to this class. Elongated blowouts developed where sand could be eroded for some distance parallel with wind direction. However, environmental conditions rarely favoured their formation, only 5% of all forms are elongated blowouts. Deflation hollows are the largest negative forms, they represent only 3% of all depressions, as humid climate did not allow erosion from large patches.

Morphological zones and spatial pattern of the study area

Location of the hierarchy levels of positives forms determine morphological zones in the region. There are three areas where the full extent of superimposition (hierarchy level 1-4) developed, so accumulation dominated at these locations and they were

identified as northern, central and southern accumulative zones. The rest of the region can be interpreted as an erosional-transportational zone or matrix into which accumulative zones are imbedded and is characterised by transportational forms belonging to simple dunes and hierarchy level 1 or 2. Accumulative zones are in an elevated position compared to their surroundings and the level 1, large, partially filled parabolic dunes provide their base. The average dune density here is 5.1 form/km² and dunes cover 59% of the area of the zones. On contrary, form density is only 2.5 form/km² in the erosional-transportational zone with dunes covering only 16% of the area.

OSL dating of aeolian landforms

Based on OSL dating, the oldest sample is 21.22±1.54 thousand years old, while the youngest was deposited only 0.23±0.03 thousand years ago. Thus, the aeolian activity in Inner Somogy can be reconstructed from the Last Glacial Maximum until the end of the Holocene. Sand movements did not terminate at the end of Pleistocene, formation of dunes continued throughout the Holocene (Kiss et al.2012).

Grain size distribution and internal structure of sand dunes

The large parabolic dunes consist of deposits with varied grain size characteristics which were presumably deposited during several sand movement periods. The grain size is coarser closer to the current surface of the dunes indicating stronger winds during formation. During the Holocene, dense vegetation stabilised the landforms and only stronger winds could create new dunes. Medium-size dunes are characterised by less varied, more homogenous grain size distribution. Small variations were detected in almost every sample which refers to repeated aeolian activity and more varied deflationary source areas. Sand deposits in hummock dunes are mostly homogenous which is an indicator of fast formation of these dunes. In deflationary hollows silty and sandy layers alternate. During wet periods, muddy bogs formed at the bottom of depressions while during dry periods sand layers covered these sediments in varied thickness.

The coarsest samples were selected from each borehole and their d₉₀ values indicate that sand deposits are coarser in the northern part of the region (d₉₀=382-446 µm), then grain size decreases towards the central parts (d₉₀=241-419 µm), while it becomes coarser again in the south (d₉₀=242-616 µm). These results are in contrary with previous research which found continuously decreasing grain size towards the south.

Average values of the morphometric classes become gradually coarser from the large parabolic dunes (d_{90mean} = 353 µm) through the medium-size ones (d_{90mean} = 385 µm) to the hummocks (d_{90mean} = 499 µm). Therefore, as the size of the form decreases, their grain size increases, referring to limited sand supply and simultaneously denser vegetation, which restrict the spatial distribution of aeolian activity.

Plotting OSL ages and d₉₀ values of the samples shows that older forms are characterised by finer grain size distribution, then transported grain size gradually became coarser. However, it is important to note that anthropogenic induced young sand movements only occur locally in disturbed areas. Probably, due to wind-tunnel effect the wind speed was high, thus coarse material could also be eroded and transported. However, it was transported only a very short distance and deposited soon unclassified.

GPR surveys show consequently deposited sand layers and prevailing wind direction and depositional sequences can be interpreted. Bounding surfaces reveal that the dunes were forming throughout several aeolian phases. Sequential sand movements modified the original dune, smaller forms were covered while secondary erosion created local depressions which were later filled with sand.

Landscape development of East Inner Somogy

In accordance with previous paleo-climate and paleo-botanical research, the most widespread and intensive aeolian formation in Inner Somogy took place during the Upper Pleniglacial. Seven analysed samples determined sand deposition in this period (OSZ575: 16.25 ± 2.12 ka, OSZ272: 17.02 ± 2.23 ka, OSZ572: 17.12 ± 2.47 ka, OSZ271: 17.42 ± 2.77 ka, OSZ858: 18.52 ± 1.11 ka, OSZ273: 20.48 ± 1.02 ka, OSZ857: 21.22 ± 1.54 ka), and the data covers the entire late glacial (16.25 ± 2.12 ka – 21.22 ± 1.54 ka). Large, partially filled parabolic dunes belonging to hierarchy level 1 formed in this phase which indicates intense deflation and abundant sand supply so aeolian forms could freely form. At the same time, large, unfilled parabolic dunes representing hierarchy level 2 formed superimposed on level 1 dunes, implying a decline in aeolian activity. Grain size data reveal that during the Last Glacial Maximum finer (OSZ857: $d_{90} = 232 \mu\text{m}$, OSZ273: $d_{90} = 224 \mu\text{m}$), then later during the Upper Pleniglacial considerably coarser (OSZ858: $d_{90} = 390 \mu\text{m}$, OSZ271: $d_{90} = 410 \mu\text{m}$) sand deposited. The main geomorphological structure of the region formed in this period, large dunes creating the bases for the accumulative zones stabilised and aeolian formation was active throughout the area.

During the Ségvár-Lascaux Interglacial widespread sand movement took place the southern (OSZ271: 17.42 ± 2.77 ka, OSZ572: 17.12 ± 2.47 ka, OSZ272: 17.02 ± 2.23 ka, OSZ575: 16.25 ± 2.12 ka) and central (OSZ858: 18.52 ± 1.11 ka) parts of the region. However, the intensity of aeolian formation decreased as large, unfilled and medium-size, partially filled parabolic dunes stabilised. Presumably, vegetation cover was still scarce in Inner Somogy allowing continued aeolian activity despite the mild climate, however, it was less intensive.

Based on the results from this study Bolling and Allerod Interstadials cannot be separated as Oldest Dryas sand movement could not be determined because considering the errors of the measured ages they cover the full length of the Late Glacial (OSZ269: 11.94 ± 1.29 ka, OSZ268: 13.86 ± 1.93 ka, OSZ570: 14.73 ± 0.98 ka). Although average ages show that during the Older and Younger Dryas medium-size, filled parabolic dunes formed in the centres of the accumulative zones creating hierarchy level 3. Formation of infilled dunes indicate abundant sand supply, while their elevated location (level 3) imply that level 1 and 2 stabilised previously during the humid interstadials. The rapidly changing environment during the short period of Late Glacial induced the deflation of large quantities of sand, but the sediment stabilised quickly which resulted in the formation of smaller, but more infilled dunes. Scarce vegetation was present only in patches where large-size dunes could still form, but with limited sand supply they were all only unfilled (OSZ571: 13.23 ± 1.71 ka). Transported grain size decreased (OSZ269: $d_{90} = 388 \mu\text{m}$, OSZ268: $d_{90} = 389 \mu\text{m}$) which also emphasise declining wind power. The OSL age of the loessy sediment covering the studied longitudinal ridge in the western part of the region is 13.31 ± 0.74 ka (OSZ856), so it has a similar age as the dated medium-size parabolic dunes in the central part of the area. Therefore, while parabolic dunes were migration southward in the centre of the region, the fine grains of the deflated sediment deposited at the boundaries covering previously stabilised forms.

At the beginning of the Holocene, during the Preboreal phase climate was getting warmer, but little precipitation limited the formation of closed vegetation cover which allowed further sand movement. In Inner Somogy simple dunes stabilised in the erosional-transportational zone (OSZ860: 10.77 ± 0.71 ka, OSZ859: 11.11 ± 0.64 ka). Large and medium-size parabolic dunes could still form, however with decreasing sand supply only unfilled and partially filled dunes stabilised. These formed stabilised during transportation and the deflated sand could not become part of larger dunes or

accumulational zones. As a result of declining aeolian activity, sediment was only transported on a short distance and its grain size also decreased (OSZ859: $d_{90} = 269 \mu\text{m}$).

Only one dated dune deposited during the transition period between the Boreal and Atlantic phase (OSZ267: $8.24 \pm 1.24 \text{ ka}$). Presumably, climate was drier during the Boreal phase in Transdanubia creating favourable conditions for local sand movement, however as climate became humid at the beginning of the Atlantic phase, the deflated sand stabilised very rapidly. Aeolian activity only occurred in small patches but was intensive locally as a filled dune was dated from this period. On dry climate the elevated heads of larger dunes probably remobilised and a new, 3rd level dune formed. At the same time, wind velocity was sufficient to transport relatively coarse grain size (OSZ267: $d_{90} = 367 \mu\text{m}$).

The OSL age of the medium-size, infilled parabolic dunes located in an elevated position in the northern accumulational zone is $2.99 \pm 0.19 \text{ ka}$ (OSZ855), so it stabilised during the Subboreal phase. At this time Bronze age population migrated to Transdanubia and their activity was so intensive, it allowed the formation of infilled parabolic dunes. The grain size of the locally transported sediment was coarser (OSZ855: $d_{90} = 382 \mu\text{m}$) than sediments from previous aeolian phases, which might be a result of increased wind velocity locally enhanced by wind-tunnel effect from nearby forest clearances. However, the transported sand could have also been sourced from the deeper layers of the alluvial fan and only travelled short distance.

The youngest dated forms stabilised during the Subatlantic phase, in the 17th and/or 18th century (OSZ265: $0.23 \pm 0.03 \text{ ka}$, OSZ266: $0.32 \pm 0.07 \text{ ka}$, OSZ264: $0.30 \pm 0.15 \text{ ka}$). Presumably, as a result of overgrazing or change in agricultural methods sand was deflated locally and deposited forming a small, level 4 hummock dune. Very coarse grain size indicate that sand was transported only a short distance (OSZ265 $d_{90} = 461 \mu\text{m}$). GPR surveying showed that on the humid climate of this period sand deflated as a result of anthropogenic disturbance was deposited in sand sheets. The formation of new landforms was only possible in the elevated, therefore dry heads of accumulational zones where small, coarse grained hummock dunes formed locally.