

SZEGEDI TUDOMÁNYEGYETEM TERMÉSZETTUDOMÁNYI ÉS INFORMATIKAI KAR

EOLIKUS FELSZÍNFORMÁLÁS HAZÁNK TERÜLETÉN A
PLEISZTOCÉNTÓL A HOLOCÉNIG,
A DUNA-TISZA KÖZÉNEK RÉSZLETES ELEMZÉSÉVEL

KÉSZÍTETTE: GYŐRI ANNA, FÖLDRAJZ BSc III. ÉVFOLYAM

TÉMAVEZETŐ: DR. KISS TÍMEA EGYETEMI DOCENS,
SZTE TTIK, TERMÉSZETI FÖLDRAJZI ÉS GEOINFORMATIKAI TANSZÉK

LEZÁRÁS DÁTUMA: 2012. december 18.

Tartalomjegyzék

1.Bevezetés	2
2.Irodalmi előzmények.....	3
2.1 Magyarország eolikus folyamatai	3
2.2 Magyarország eolikus formakincse	7
2.3 Belső-Somogy, a Nyírség, és a Duna-Tisza közének összehasonlítása	11
3. A részletesen vizsgált Duna-Tisza köze és a Kiskunsági-homokhát jellemzése.....	15
3.1 Geológiai felépítés és felszínfejlődés.....	15
3.2 Homokmozgás időszakai.....	17
3.3 Eolikus formakincs	19
3.4 Éghajlat.....	22
3.5 Vízrajz.....	24
3.6 Növényzet	25
3.7 Talajok.....	26
4. A mérések mintaterületei.....	28
5. Vizsgálati módszerek.....	29
6. Eredmények	31
6.1 A Duna-Tisza közének áttekintő geomorfológiai jellemzése	31
6.2 A Kiskunsági homokhát áttekintő geomorfológiai jellemzése.....	36
6.3 Két akkumulációs homokmező összehasonlítása a Kiskunsági homokháton	40
7. Összegzés	44
Irodalomjegyzék.....	46

1. Bevezetés

Az eolikus felszínformálás kutatásának jelentősége napjainkban egyre kevésbé elhanyagolható, hiszen a klímaváltozással egyre nagyobb az esélye a futóhomok mozgásba lendülésének. Ezért a múltbeli és jelenlegi eolikus jelenségek vizsgálata egyre több kutatás fókuszpontjába került. Ezek a tanulmányok egyrészt a holocén, illetve történelmi időszakokban végbement futóhomok-mozgásokkal foglalkoznak, másrészt pedig a recens szélérozió kutatásával. Az előbbi régészeti és történelmi szempontból is érdekes lehet, azaz az egykori hordalékkúpok és árterek területén történő emberi letelepedés sajátosságainak vizsgálatát segítheti. A recens folyamatok vizsgálatánál pedig az aszály és az elmúlt pár évtized egyéb klimatikus vagy környezeti tényezőinek hatására megnőtt defláció-veszély és szélérozió-kockázat mint fontos mezőgazdasági tényező jelenik meg, ezáltal a gazdasági szempontok is előtérbe kerülnek.

Hazánk három nagy futóhomok-területe közül Belső-Somogyról (MAROSI 1970) és a Nyírségről (BORSY 1980) már született részletes, átfogó elemzés. Azonban a Duna-Tisza köze eolikus formáiról és folyamatairól inkább csak rövidebb tanulmányok készültek. Ebben talán szerepe lehet a terület nagy kiterjedése mellett a mozaikosságának is.

Kutatásomban célul tűztem ki a Duna-Tisza köze homokmozgás által érintett felszínének áttekintő vizsgálatát. Ennek első lépéseként a Duna-Tisza közének mintegy kétharmadát lefedő területén keresztmetszetek segítségével az akkumulációs mezők térbeli elterjedését vizsgáltam. Második lépésben a táj jellegzetességeit magában hordó Kiskunsági homokháton végeztem hasonló jellegű vizsgálatokat. Céлом az akkumulációs és eróziós felszínek térbeliségének elemzése volt. Majd ezek közül is kiválasztottam két jellegzeteset, hogy összehasonlítsam főbb domborzati sajátosságait.

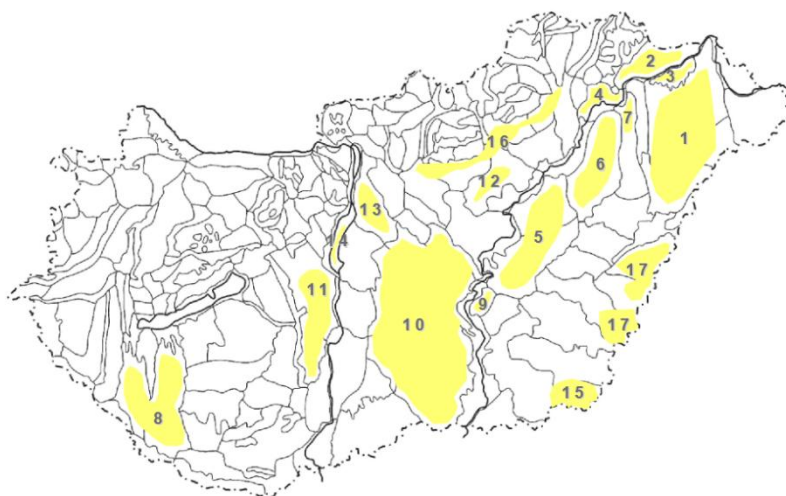
Az említett felszínek vizsgálatához geoinformatikai módszereket használtam, ez ugyanis a megelőző kutatások módszereihez képest nagyobb kiterjedésű területekről is egyszerűbben és pontosabban szolgáltatathat információt.

2. Irodalmi előzmények

Elsőként Magyarország eolikus folyamatait ismertetem, áttekintve a futóhomokmozgások időszakait, valamint az eolikus folyamatok által érintett területeket a pleisztocéntól kezdve a holocénig. A fejezet második részében a már ismertetett folyamatok hatására kialakuló formákat jellemeztem, eróziós illetve akkumulációs folyamatok alapján csoportosítva a formákat. Végül a három nagy hazai futóhomok-terület (Duna-Tisza köze, Belső-Somogy, Nyírség) összehasonlító elemzését készítettem el.

2.1 Magyarország eolikus folyamatai

Az eolikus felszínformálás aktivitása elsősorban a száraz klímával és az ennek hatására gyérülő, vagy teljesen hiányzó növényzettel hozható összefüggésbe. Ez azonban önmagában még nem elegendő, hiszen nélkülözhetetlen a nagy mennyiségben rendelkezésre álló, a szél által is könnyedén szállítható homok, valamint a tartós, lehetőleg egy irányból fújó szél (BORSY 1972). Ebből következik, hogy a pleisztocén hideg és száraz időszakában, amikor a növényzet megritkult, a teraszok és hordalékkúpok (1. ábra) kiváló adottságokkal rendelkeztek az eolikus felszínformálás megindulásához (MAROSI 1967, BORSY 1977b).



1. ábra: Futóhomok-mozgásra utaló jelek hazánk területén (forrás: Borsy Z. 1977b)

1-Nyírség, 2- Bodrogek, 3- Rétköz, 4- Taktaköz, 5- Nagykunság, 6- Hortobágy, 7- Hajdúhát, 8- Belső-Somogy, 9- Tiszazug, 10- Duna-Tisza köze, 11- Közép- és Dél-Mezőföld, 12- Hevesi-homokhát, 13- Pesti-síkság, 14- Csepel-sziget, 15- Maros-hordalékkúp, 16- Tápió-, Zagyva-, Galga-, Sajó-, Hernád-hordalékkúpok, 17- Körösök hordalékkúpja

Egy-egy futóhomok-terület formakincsének pontos kora egyrészt attól függ, hogy maga a terület mikor képződött, másrészt, hogy mikor halmozódott át rajta utoljára a homokanyag. Az egyes hordalékkúpok épülése természetesen nem egyszerre fejeződött be,

ebből kifolyólag a futóhomokok képződése sem történhetett teljesen azonos időben. Sőt, a már kialakult formák is átalakulhattak kisebb-nagyobb mértékben a későbbi időszakokban, így a homokbuckák még egyetlen hordalékkúpon is eltérő korúak lehetnek (MAROSI 1967, BORSY 1977b, ANTAL 2010). További eltéréseket eredményeznek az egyes homokmozgási időszakok eltérő körülményei, hiszen a rendelkezésre álló feltételek nem minden korszakban voltak ugyanolyan kedvezőek. E ténynek a szerepére MAROSI (1970) vizsgálatai világítottak rá, azaz hogy több generációs formakomplexumok egyes generációinak összehasonlításakor a formák egymáshoz viszonyított mérete utal a képződéskor uralkodó körülmények kedvezőbb vagy kevésbé kedvezőbb voltára. Belső-Somogyban végzett kutatásai alapján elmondható, hogy a régebbi és nagyobb eolikus formák kialakulásakor fennálló körülményekhez képest a későbbi korokban már kevésbé voltak kedvezőek a feltételek a szél általi felszínformáláshoz, hiszen a létrejövő fiatalabb formák sokkal kisebbek (MAROSI 1970, KISS *et al.* 2012). A felszíni folyóvízi homok rétegsorának vastagsága és a futóhomok területek formagazdagsága között is MAROSI (1967) fedezett fel összefüggést, azaz megfelelő természeti feltételek mellett azon a területen lett sokszínűbb a formakincs, ahol a folyóvízi rétegek is kiterjedtebbek, vastagabbak voltak.

A würm felső-pleniglaciálisának idején az éghajlat szárazodása és hűlése előidézte a hordalékkúpok felszínének nagy területen történő szárazzá válását, így indulhatott meg az eolikus felszínformálás utolsó, legkiterjedtebb fázisa hazánk területén (BORSY 1977ab). BORSY (1977ab) a hazai eolikus felszínformálás legjelentősebb időszakát 27000-20000 évvel ezelőtre tette és vizsgálatai alapján ez a mozgás rendkívül nagy területen zajlott (*1. ábra*).

Egészen az 1970-es évig az a nézet volt uralkodó a kutatók körében, hogy a felső-pleniglaciálisban mozgott először a homok, hiszen a földtani, rétegtani, geomorfológiai és éghajlattani szemléletben végzett számtalan megfigyelés ezt támasztotta alá (KÁDÁR 1935, MAROSI 1967, 1970, BORSY 1977ab). Az elmúlt 3-4 évtizedben azonban a radiokarbon kormeghatározás és a termo- valamint optikai lumineszcens módszerek felülírták a korábbi feltételezéseket (GÁBRIS 2003, ANTAL 2010). A radiometrikus kormeghatározás esetében a futóhomok-rétegek felett vagy alatt közvetlenül elhelyezkedő fosszilis talajrétegekben található faszenek korát képesek kimutatni, ezáltal a homokok korára csak közvetve lehet következtetni. Ezzel szemben a különböző lumineszcens eljárások segítségével a futóhomok betemetődésének ideje határozható meg, függetlenül attól, hogy van-e fosszilis talajréteg, illetve az tartalmaz-e elegendő faszenet. A régebbi eredményeket az 1980-90-es évektől kezdve egyre több kutató kérdőjelezte meg (BORSY *et al.* 1982, KROLOPP *et al.* 1995, GÁBRIS

2003). A KROLOPP *et al.* által végzett Szeged környéki vizsgálat során a faszénminták kora többnek adódott, mint ahogyan azt a korábbi feltételezések alapján gondolták, méghozzá nagyjából $25\,200 \pm 300$ ^{14}C BP-nek. Mivel maga a talaj a futóhomokréteg felett helyezkedett el, ebből közvetve következik, hogy a homok valószínűleg már a középső-pleniglaciálisban mozgásba lendült. Ez az eredmény fordulópontot jelentett a futóhomok-kutatásban, és azóta több hazai kutató is igazolt alsó- illetve középső-pleniglaciálisban végbement homokmozgást (GÁBRIS 2003; NYÁRI – KISS 2005, KISS *et al.* 2006).

A hazai futóhomok-területek kialakulását tekintve, elsőként feltehetőleg Belső-Somogyban, már a würm elején megindulhatott a homokmozgás, ugyanis addigra fejeződött be a hordalékkúp épülése (MAROSI 1967, KISS *et al.* 2012). Abban, hogy a pleisztocén végére Belső-Somogy után az alföldi hordalékkúpokon is mozgásba lendülhessen a homok, több folyónk futásirányának megváltozása is szerepet játszott. A Duna futásirányának nyugatra tolódása következtében az interpleniglaciális idejére a Kiskunság elhagyott medreiben és árterein is a szél vált a legfőbb felszínalakító tényezővé (BORSY 1977b). A Nyírség egyes részei pedig azután váltak szárazzá, hogy a Tisza és mellékfolyóinak hosszantartó feltöltő tevékenysége megszűnt a területen, és a hordalékkúp délkeleti lábánál bevágódva megkezdték az Ér-völgy kialakítását (BORSY 1977b). Ugyanakkor a Maros hordalékkúpján csak a többi térszínhez képest később indulhatott meg a futóhomokmozgás, hiszen még a pleisztocén végén is főként folyóvízi akkumuláció jellemezte a területet (BORSY 1977b).

A felső-pleniglaciális első száraz hideg maximuma után, kb. 20 ezer évvel ezelőtt, az éghajlat enyhébbé és nedvesebbé válásával a futóhomokmozgást felváltotta a hullópor felhalmozódása, ennek köszönhető a periglaciális éghajlaton meginduló löszképződés (BORSY 1961). Ez az eolikus lösztakaró több helyen (Nyírség, Hajdúhát, Mezőföld) 1-5 m-es vastagságban beborította a már korábban kialakult homokformákat (BORSY 1977b). Eredetét tekintve a Nyírségben leülepedett lösz anyaga a hordalékkúpból származik, képződésének megindulása pedig a würm utolsó glaciálisára tehető (BORSY 1977b). A löszös rétegek feletti további futóhomokrétegek képződése pedig a holocén boreális fázisában indulhatott meg, amikor a mainál melegebb és szárazabb klímán megtörtént a homok újbóli mozgásba lendülése (BORSY 1961). A későglaciálisban a talajosodás és a növényzet megtelepedésének hatására a homokmozgás már egyre kisebb területre szorult vissza. Ismételt felerősödésére az Idősebb és a Fiatalabb Dryasban került sor, de a korábbi kiterjedéshez képest szinte elhanyagolható mértékben, köszönhetően a növényzet és a lösztakaró szélérózióval szemben nyújtott védelmének (BORSY 1991, GÁBRIS 2003, NYÁRI – KISS 2005, LÓKI 2008).

A pleisztocén végére lezárult a hazai eolikus felszínformálás legfőbb időszaka (BORSY 1977b), bár a holocénban még több alkalommal zajlott epizodikus futóhomokmozgás. Ennek nyomait a felszínközeli homokrétegek vizsgálatával már sikerült kimutatni olyan módszereket használva, mint például OSL mérések, pollenanalízis, valamint ^{14}C kormeghatározás (GÁBRIS 2003, NYÁRI – KISS 2005, KISS *et al.* 2006, 2008, KISS – SIPOS 2008). Az eolikus tevékenység felerősödése egy-egy korszakban feltételezhetően a klíma-ingadozással hozható összefüggésbe. KISS *et al.* (2008) kutatási eredményei arra utalnak, hogy az első holocén homokmozgásra a Nyírségben a boreális idején került sor. Ezután az atlantikus és a szubboreális fázisokban zajló további eolikus akkumuláció nyomait is sikerült kimutatni egyes feltárásokban. A vizsgálatok során a már említett radiokarbon és lumineszcens módszerek együttes alkalmazásával meghatározott korok egyrészt megerősítik, másrészt bővítik a holocén homokmozgások feltételezett időszakairól rendelkezésünkre álló információkat. Az így elvégzett kutatások alapján megállapítható tehát, hogy nagy valószínűséggel mozgott a homok a holocén boreális és az atlantikus fázisának második felében (GÁBRIS 2003, NYÁRI – KISS 2005, KISS *et al.* 2006, 2008).

A történelmi korokban a futóhomok mozgásba lendülése már valószínűleg a hirtelen felerősödő antropogén hatás miatt következett be, a klimatikus tényezők szerepe tehát jóval kisebb volt a megelőző időszakokhoz képest (BORSY 1977ab, GÁBRIS 2003, NYÁRI – KISS 2005, KISS *et al.* 2006, 2008, KISS – SIPOS 2008). Ennek fő magyarázata feltehetőleg az, hogy a változások rendkívül gyors ütemét nem tudta ellensúlyozni megfelelő sűrűségű növényzet. A túllegeltetés, az erdőirtás, de akár rosszul megválasztott földművelési módszerek is könnyedén előidézhették a növényzet gyérülését (BORSY 1977ab, KISS – SIPOS 2008). Hazánk területén ilyen antropogén hatásra bekövetkező homokmozgás nyomait a késő bronzkor elején (i.e. 1500-1200), a szarmaták idején (i.sz. 4-3. sz.), a kunok betelepülésekor (8-6 sz.), az Árpád-korban és a 18. században mutatták ki, a homokformák átalakulása pedig a középkorban volt a legnagyobb mértékű (GÁBRIS 2003, KISS *et al.* 2006, 2008, KISS – SIPOS 2008, LÓKI 2008, BURÓ *et al.* 2011). Elsősorban azokon a területeken jelentkezhetett jelentősebb szél általi felszínformálás, amelyek intenzívebb, illetve tartósabb művelés alatt álltak a nagyobb népsűrűség miatt (KISS – SIPOS 2008, KISS *et al.* 2008, 2009, BURÓ *et al.* 2011). Ezzel szemben Magyarország jelenlegi eolikus formakincsét vizsgálva megállapítható, hogy az esetenként intenzív antropogén hatás felerősödése ellenére sem figyelhetőek meg szabadon mozgó futóhomokformák, mivel a sűrű növényzet meggátolja ezt (kivéve a mesterségesen fenntartott két mozgó homokbuckát Fülöpházán).

2.2 Magyarország eolikus formakincse

Az úgynevezett „félíg kötött homokterületen” kialakult formakincs megközelítőleg az ország területének ötödén ismerhető fel napjainkban is (BORSY 1972, 1977b, 1991, NYÁRI – KISS 2005). A kialakulás említett sajátosságai miatt főleg hordalékkúpok illetve teraszok felszínén jellemzőek, ezáltal a főbb térszínek a Duna-Tisza köze, a Nyírség és Belső-Somogy (MAROSI 1967, BORSY 1977b, 1991, LÓKI 2008). A félíg kötött homokterületek létrejöttét a növényzet korlátozó szerepe szabályozza. A szél felszínalakító tevékenysége során ezt a hatást már CHOLNOKY (1902) is felismerte, azaz, hogy a növényzet által helyenként megkötött homok miatt a formák szabad fejlődése és mozgása, valamint anyagutánpótlása is korlátozott. Véleménye szerint ugyanolyan matematikai és fizikai törvényszerűségek (szélsebesség, szemcseméret, stb.) esetén is eltérő forma alakul ki, a „közeg” adottságainak (növényzeti fedettség, talaj genetikai típusa, fizikai és kémiai állapota, szerkezete, nedvességtartalma) függvényében. Ez a felismerés már az 1960-as évektől kezdve megosztotta a kutatókat (KÁDÁR 1966, MAROSI 1967). Míg KÁDÁR (1966) szerint nem szükséges különbséget tenni szabadon mozgó és részben kötött homokterületek formái között az azonos matematikai és fizikai törvényszerűségek miatt, addig MAROSI (1967) úgy vélte, a „közeg” és adottságai miatt igenis eltérő formák jöhetnek létre. Sőt, a tiszta típusok kialakulásához szükséges feltételek rendkívül korlátozott mértékben, csak bizonyos területeken és meghatározott időben állhattak elő.

Kialakulásukat tekintve a formákat két fő csoportra bonthatjuk: az egyik *ahonnan* kifújja a szél a homokot (deflációs formák), a másik pedig *ahol* felhalmozza (akkumulációs formák). Hazai futóhomok területeinken a szélbarázda–garmada–maradékgerinc formakomplexum fordul elő leggyakrabban, a szakirodalom is ezzel foglalkozott legtöbbször már a kezdetektől fogva.

Az eolikus felszínformálás eróziós térszínein a növényzettel való borítottság mértéke, illetve a szél erőssége és iránya alapján különíthetők el a formák. Itt történik a kifúvás, vagy más néven defláció. A deflációs formák közül megkülönböztethető széllyuk, szélbarázda, deflációs mélyedés és deflációs lapos.

Széllyukak esetében a kifúvás mértéke általában nem jelentős, sekély mélységben történik, átmérőjük legfeljebb 100 m (MAROSI 1967, BORSY 1977b). A széllyuk kialakulását tekintve nem sokban különbözik a szélbarázdától, mindössze annyiban tér el, hogy egyrészt jóval kisebb méretű, másrészt inkább kerekded mélyedés, szemben a szélbarázda hosszanti megnyúltságával. MAROSI (1967) szerint a kialakulás fázisait tekintve kezdetben minden

szélbarázda széllyuk, és időben előrehaladva egyes mennyiségi változások hatására következik be a forma minőségi átalakulása. A széllyukak képződése rövid idő alatt végbe megy. Hosszantartó kifúvás eredményeként – közeli növényzeti vagy domborzati akadályt feltételezve – a kifújt homok pozitív formává rendeződhet a széllyuk közvetlen közelében. Ha a fejlődés körülményeit állandónak feltételezzük, ebből a pozitív formából fog kialakulni a garmada, a széllyukból pedig a szélbarázda. Az ilyen módon kialakuló garmada azonban nem túl gyakori, ugyanis sokkal valószínűbb, hogy a széllyuk képződésének megindulásakor még sérült kötöttségű felszín a kifúvás megkezdése után rövidesen belepíti a növényzet, ez pedig a forma további fejlődését megakadályozza. Abban az esetben sem sokkal valószínűbb a garmada kialakulása, ha a növényzet korlátozó szerepe nem érvényesül, mert a mélyülő széllyuk és az egyre magasodó garmada szintkülönbsége előbb-utóbb eléri azt a fokot, hogy a szél energiája nem képes további homokot a széllyuk fenekéről a garmada felszínére szállítani, sőt inkább a garmada tetejéről fújja el az anyagot, így a forma alacsonyodni kezd. Széllyukak elsősorban azokon a hazai és külföldi homokterületeken fordulnak elő gyakrabban, ahol nedvesebb az éghajlat, és a felszín is növényzettel kötöttebb (MAROSI 1967). A forma hazánkban főleg Belső-Somogyra jellemző. Itt a széllyukak általában 2-3 m mélyek, de alacsonyabb talajvízszint esetén akár 8 m-es mélységet is elérhetnek, sőt gyakran egymásra is telepedhetnek (MAROSI 1967, 1970). Széllyukak kialakulásához még a történelmi időkben is kedvezőek voltak a feltételek ezen a területen. Erre bizonyítékként egyes II. József korabeli térképek szolgálhatnak, melyeken rendkívül jól felismerhetőek a rendszerint kicsiny tavak által kitöltött széllyukak (MAROSI 1967, 1970).

A *szélbarázdák* különösen jellemzőek a hazai futóhomok területekre. Jellegzetesen a szélirányban hosszan elnyúlva helyezkednek el, köztük pedig maradékgerincek húzódnak, ezekben a sávokban ugyanis a növényzet megvédte a felszín a lepusztulástól. A szélbarázdák mérete is területenként eltérő lehet, de általánosságban elmondható, hogy hosszuk 100-500 m közötti, míg szélességük 25-200 m lehet, mélységük pedig 2-10 m között változik (KÁDÁR 1966, MAROSI 1967, BORSY 1977a).

Deflációs mélyedések sokféle előfordulnak a nagyobb kiterjedésű futóhomok-területeinken. Alakjuk rendkívül változatos lehet, de közös jellemzőjük, hogy minden oldalról zártak. A *delflációs laposok* a deflációs mélyedésekhez képest már jóval nagyobb méretűek, kialakulásukra pedig akkor van lehetőség, ha viszonylag nagyobb területen hiányzik a növényzet, így védő hatása a kifúvás ellen nem érvényesülhet. Míg a deflációs mélyedések elsősorban a Nyírség északi felében és a Duna-Tisza közén fordulnak elő, addig deflációs

laposokkal mindhárom nagy futóhomok területen találkozhatunk, különbség csak a méretükben van (BORSY 1977ab). Belső-Somogyban például a talajvíz viszonylag magas szintje (és ez által sűrűbb növényzete) miatt jóval sekélyebb és kisebb kiterjedésűek a deflációs laposok, mint a többi nagy féligkötött futóhomok területen. Ezzel szemben a Duna-Tisza közére hatalmas kiterjedésű, több km átmérőjű lapos térszínnek jellemzőek, melyeknek igen rosszak a lefolyási viszonyai (CHOLNOKY 1940, BORSY 1977a).

A defláció során kifújt nagy mennyiségű homok különböző akkumulációs formákba rendeződik a homokmozgással érintett területeken. Főbb fajtái a homoklepel, parabolabucka és garmada. *Homoklepel* abban az esetben alakulhat ki, ha nincs kitüntetett szélirány, azaz a homok egyenletesen lepi be a felszínt. A hazai futóhomok területeken mindössze néhány dm vastagságban fordulnak elő, legnagyobb kiterjedésüket a deflációs laposok szegélyén érik el. BULLA (1951) vizsgálatai hívták fel a figyelmet a lepelhomokra a Duna-Tisza közti hátság lapos, tagolatlan felszínének tanulmányozása során. A lepelhomok és homoklepel elkülönítése MAROSI (1958, 1970) nevéhez köthető: előbbi üledék, utóbbi pedig forma.

Garmadák a szélbarázdákból kifújt homokból halmozódnak fel, már igen kis mennyiségű anyag esetén is, tulajdonképpen meredek felhalmozódások a szélbarázdák végében. Elnevezésük szintén CHOLNOKYTÓL (1940) származik: „A növényzettel el nem lepett kihányt homok tehát mint egy patkó alakú, éles gerincű halmazban mutatkozik, külső lejtője meredek kúpfelület alakú, belső lejtője homorú, fokozatosan a széllal szemben lejtő teknő”. CHOLNOKY egyféle garmadát írt le, a mai szakirodalom azonban megkülönböztet parabolyszerű garmadát, hosszanti garmadát, garmadasort és garmadamezőt is (BORSY 1977a). A *parabolyszerű garmada* leginkább a Cholnoky-féle garmadára hasonlít, azaz szélverte oldaluk közvetlenül megy át a szélbarázdába. Ez a típus minden növényzettel félig kötött területen előfordul. A *hosszanti garmada* enyhén aszimmetrikus, meredekebb a lee oldala, és nem tapad sarlószerűen a szélbarázdához. Több hosszanti garmada összekapcsolódásából, esetenként összetorlódásából alakulnak ki a *garmadasorok* és *garmadamezők*. A garmadasorok tagjainak egymáshoz illeszkedése azonban nem egy tökéletesen egyenes vonal mentén történik, így felülnézeti képükben a gerincvonaluk hullámos vonalat rajzol ki. Garmadamezők elsősorban a deflációs térszínnek szegélyén történő tömörülésből jönnek létre, főleg a Duna-Tisza közén jellemzőek, maguk a garmadák pedig helytől, homokutánpótlástól függően lazább vagy szorosabb kapcsolatban lehetnek egymással. A garmadák ívhossza 300 m átlagosan, szélességük megközelítőleg 100 m, magasságuk pedig 8-10 m-es lehet (BORSY 1977a).

A homoklepleknél jóval látványosabbak a részben kötött homokterületek egyik leggyakrabban előforduló akkumulációs formái, a *parabolabuckák*. Részletesebb vizsgálatukkal elsőként KÁDÁR (1938) foglalkozott, miután a Német-Lengyel-síkság félig kötött futóhomok formáit behatóbban tanulmányozta. Publikációjában a parabolabuckákat a sivatagi szabadon mozgó futóhomok formák közül a barkánnal állította párhuzamba, valamint kifejtette a garmadák és parabolabuckák kialakulásának eltéréseit is. Parabolabuckák képződésére ott nyílik lehetőség, ahol az ovális alakú szélfújta mélyedésből oldalirányba is történik kifúvás, ám a garmadával ellentétben nem feltétlenül kapcsolódik szélbarázdához, és szárai sem mélyülnek a felszint képző kőzetbe. A parabolabuckák szárai általában a széliránnyal szemben helyezkednek el, luv oldaluk (belső, szélverte) igen lankás, lejtésük általában sehol nem haladja meg a 10°-ot. Ezzel szemben a lee oldal (külső, szélárnyékos) jóval meredekebb, akár a 26-28°-ot is elérheti (KÁDÁR 1954). A parabolabuckák méretét és alakját elsősorban a homokutánpótlás befolyásolja. Bőséges utánpótlás esetén a bucka haladása a zömöksége miatt jóval lassabb. Abban az esetben, amikor a bucka már kevesebb homokhoz jut, valamint a növényzet is jobban visszafogja a mozgását, a csúcsrésze gyorsabban halad, így a forma jelentősen megnyúlik a tengelye mentén, ún. *hajtű-parabolabuckákat* eredményezve (BORSY 1977ab). Ilyen buckákat találhatunk a Duna-Tisza közén és Nyírség északnyugati részén. A magyarországi parabolabuckákra erős aszimmetria jellemző, elsősorban a nyírségi parabolabuckák nyugati szára fejletlen, ennek oka lehet a változó szélirány, bár KISS *et al.* (2009) vizsgálatai alapján a Dél-Nyírségben ritkák az említett aszimmetrikus buckák.

Szintén a Nyírség egyik speciális formája a *szegélybucka*, mely a nedves völgyek illetve nyírvíz-laposok peremén feltorlódozó parabolabuckából alakult ki. Méretüket tekintve a parabolabuckák legnagyobb kiterjedésüket a Nyírségben érik el, itt akár 2-3 km-es ívhosszuk is lehet, magasságuk pedig 15-20 m körüli (BORSY 1977b, KISS *et al.* 2009). KISS *et al.* (2009) részletesen osztályozta a Nyírség parabolabuckáit, így a szegélybuckák mellett több típust is elkülönítettek, például a bucka teltsége alapján. Az osztályozott parabolabuckák ívhossza szinte minden esetben eléri a 900-1000 m-t, magasságuk pedig 1-18 m közötti.

KÁDÁR (1935) a Líbiai-sivatagban végzett vizsgálatai alapján leírta az ún. *líbiai buckát*, mely hosszú, éles gerincű forma a szél irányával párhuzamosan. A Duna-Tisza közén ilyen szemléletben végzett kutatásai végül azt az eredményt hozták, hogy az ÉNy-DK-i irányú buckák többsége nem deflációs maradéngerinc, hanem akkumulációs forma, és ezeket írta le líbiai buckáknak. MAROSI (1955) azonban kijelentette, hogy hazánk területén csak félig kötött

homokterületre jellemző formák kialakulásához szükséges éghajlati és növényzeti feltételek álltak fenn, tehát a Kádár által feltételezett szabadon mozgó homokformák, így a líbiai buckák elmélete is megdőlni látszott. 1956-ban már maga KÁDÁR írta: „helyesebb, ha a líbiai buckák munkahipotézisét egészében feladjuk”, ugyanis a nálunk található félig kötött homokterület újonnan felismert formáival, a hosszanti garmadabuckákkal helyettesíthetővé vált az egyébként szabadon mozgó homokterületekre jellemző líbiai bucka.

2.3 Belső-Somogy, a Nyírség, és a Duna-Tisza közének összehasonlítása

Bár mintaterületnek a Duna-Tisza közét választottam, fontosnak tartom összehasonlítását a másik két nagy magyarországi homokterülettel, hiszen így a Duna-Tisza közének tulajdonságai jobban kirajzolódhatnak.

A Duna-Tisza közén és a Nyírségben az uralkodó szélirány a formák elhelyezkedése és alakja alapján északnyugati volt, Belső-Somogyban azonban erős É-D irányú kifúvásra utaló jelek is vannak, ún. szélcsatorna hatással erősítve a Kis-Balatontól délre (MAROSI 1967). Ezt bizonyítja az is, hogy a vizsgálatok alapján az északi területek tekinthetők deflációs térszíneknek, még a déliek a felhalmozódás területei, valamint a futóhomok anyaga is dél felé finomodik (MAROSI 1967).

Nemcsak az uralkodó szélirány tekintetében van különbség a három nagy futóhomok-területen, hanem az egyes térszínek reliefenergiáiban is. A Duna-Tisza közén a terület nagy kiterjedése és mozaikossága miatt a reliefenergia kérdését nem lehet annyira leegyszerűsíteni, mint a belső-somogyi vagy akár a nyírségi homokvidékeink esetében. Ezt a mozaikosságot a munkaképes szelek irányának és erősségének változása, a felszín különböző mértékű növényborítottsága, és a homokmozgás eltérő időtartama idézte elő (BORSY 1977b). A Duna-Tisza közén viszonylag gyakoriak a nagy kiterjedésű lapos térszínek, ahol a reliefenergia alig éri el a 3-5 m-t, ezek közé tartoznak például a CHOLNOKY által már 1910-ben felismert hatalmas kiterjedésű deflációs laposok. Legtöbbször az ilyen felszíneken a futóhomokréteg vastagsága sem jelentős, leszámítva a deflációs laposok előterét (MAROSI 1967, BORSY 1977b). Ezeket, azaz a szélbarázdák és a deflációs laposok peremeinél található homoklepleket MAROSI (1967) vizsgálta, melyek szintén a Duna-Tisza közére jellemzőek. Élénkebb reliefenergiájú homoktérszínek is előfordulnak, azonban csak szigetszerűen, átlagosan 5-10 m-es értékkel. A kevésbé tagolatlan felszíneken főleg szélbarázdák, garmadák és maradékgerincek fordulnak elő. BORSY (1977a) írta le a Duna-Tisza köze eolikus formakincsének másik sajátos jelenségét, miszerint a futóhomok többfelé akkumulációs

mezőkbe rendeződött, melyre a másik két futóhomok-területen nincs példa. Ezeknek az akkumulációs mezőknek a mérete esetenként a 10 km-es átmérőt is elérheti. Szintén a Duna-Tisza közére jellemző forma az ún. hajtúszerű-parabola, mely elsősorban a löszös köpennyel fedett területeken fordul elő, és akkor alakul ki, ha a parabolabucka csúcsrésze gyorsabban haladhat előre, valamint bizonyos sajátos növényzeti, talajvíz- és geológiai viszonyok is adottak (BORSY 1977a).

Belső-Somogy déli részét leszámítva a reliefenergia igen kicsi, jóval kisebb, mint a Duna-Tisza közén és a Nyírségben. Ennek döntően két oka van (MAROSI 1967, KISS *et al.* 2012). Egyrészt a dúsabb növényzet, melyet a csapadékosabb klíma eredményezett. Ez azt jelenti, hogy még a pleisztocén hűvös-száraz időszakában és a holocén mogyoró fázisában is gazdagabb növényzet jellemezte a területet, mint a Duna-Tisza közét, vagy a Nyírséget, így a homokmozgás sokkal kisebb területre terjedhetett ki (MAROSI 1967). A viszonylag fiatal (például holocén) homokmozgásra utalhat egy-egy kisebb területen a vékony talajtakaró, a mesterségesen telepített erdő, illetve a gyér, füves növényzet, mely a Duna-Tisza közére is egyaránt jellemző (BORSY 1977a). Ugyanakkor Belső-Somogy nagyobb részére vastag talajtakaróval rendelkező, laposabb térszínek jellemzőek, ahol a homokformák eredeti alakjukat már elvesztették, és az erózió hatására a pozitív és negatív formák közti különbségek kiegyenlítődése különböző mértékben megtörtént. A garmadák is jórészt hiányoznak, azaz anyaguk elszállítódott, utánpótlásuk pedig elapadt. Ez a hosszantartó formálódásra és átalakulásra vezethető vissza, és ez az időtényező lesz a másik oka a reliefenergia lecsökkenésének. Köszönhetően a hosszú ideig tartó kifúvásnak – a néhány fiatalabb mozgással jellemezhető felszínrészt leszámítva – a belső-somogyi homokterület igencsak előregedett formakincsű (MAROSI 1970, KISS *et al.* 2012). Összefoglalva tehát az alacsony reliefenergia lehet elsődleges, ahol a növényzet korlátozó hatása következtében kisebb mértékű homokmozgás zajlott, illetve másodlagos, melyek a régebbi nagyobb reliefű formák lepusztulásával keletkeztek. A különböző deflációs és akkumulációs formák lepusztultságának fokából lehet közvetve is következtetni arra, hogy ebben a térségben az eolikus formálódás jóval régebb óta tart, mint a másik két területen. Ezt támasztja alá az a tény is, hogy itt fejeződött be először a hordalékkúpok épülése, mely a már említett okok miatt a homokmozgás megindulásának egyik elengedhetetlen feltétele. (MAROSI 1967, LÓKI 2008). Szintén MAROSI (1966, 1967, 1970) vizsgálatai nyomán ismertek például olyan belső-somogyi periglaciális képződmények, melyek a homokformákba mélyülnek. Ez csak abban az

esetben képződhetett ilyen módon, ha a homokterület formái már a pleisztocénben kialakultak.

A Nyírséget a futóhomokformák alapján két részre oszthatjuk, az északi részen a szélbarázdák, a maradékgerincek, és a garmadák a leggyakoribbak, valamint a löszös üledékkel borított deflációs laposok. A Nyírség déli részén ezzel szemben hiányoznak a nagy deflációs laposok és a szélbarázdás felszínek sem túl nagy kiterjedésűek. Ugyanakkor nagy sűrűségben találkozhatunk parabola-buckákkal, amelyek a nedvesebb térszínek határán szegélybuckává alakultak. Ezen kívül fontosak még formakincs szempontjából a Nyírség teljes területén több helyen is megtalálható feltöltődő, elhagyott folyómedrek (BORSY 1980). A nyírségi futóhomokvidék reliefét megvizsgálva elmondható, hogy a Duna-Tisza közéhez hasonlóan itt is találhatóak alacsony reliefű felszínek, de emellett gyakoriak az olyan, nagyobb reliefű szélbarázdás területek, ahol a nagy lejtőszög alacsony talajvízszinttel párosulva igen rossz vízgazdálkodást eredményez. Ez a mezőgazdasági művelés feltételeinek jelentős romlásához vezet, viszont a nagy kiterjedésű deflációs laposok kifejezetten alkalmasak ilyen célokra. Egyrészt a kiváló mezősségi jellegű vagy rozsdabarna erdőtalajok miatt, másrészt, mert nem fenyegeti a felszínt szélerózió, és a talajerózió is elhanyagolható mértékű (BORSY 1972, LÓKI 2008). Szintén kedvező feltételeket biztosítanak a művelésre a lösszel fedett szélbarázdás felszínek, bár itt helyenként már szükség lehet szélerózió elleni védekezésre, ahol a löszös réteg nem kellően vastag.

Talajokat tekintve a három területen szintén eltérések tapasztalhatók. Belső-Somogyban és a Nyírségben kovárványos rétegek tagolják a homokkötegeket, de mésztartalmukban ezek is különböznek, mert Belső-Somogy meszes talajával szemben a Nyírségé mésztelen. (MAROSI 1967, 1970, BORSY 1980) A Duna-Tisza közén szintén találunk meszes talajokat, ezek viszont nem tartalmazznak kovárványos rétegeket (BORSY 1977a).

Érdekesség, hogy a hazai futóhomok területek, így a Duna-Tisza köze egyik gyakori formájaként leírt parabolabucka nyomait vizsgálatai során MAROSI (1970) a belső-somogyi félig kötött homokformák több generációját megvizsgálva sem tudta egyértelműen kimutatni. Ezzel szemben a nyírségi parabolabuckáknál, különösen a kiterjedt deflációs laposok mellett a 8-10 m-es magasság sem ritka (BORSY 1980). A belső-somogyi parabolabuckák feltételezett hiányának egyik oka lehet a már említett hosszantartó felszínformálódás, azaz, hogy a formák homokutánpótlása megszűnt, anyaguk elszállítódott. Ezzel szemben a Kiskunságban és a Nyírségben a homokutánpótlással nem volt gond, azonban a két területen nemcsak a földtörténet során, hanem napjainkban is jelentősen eltér a defláció kockázata.

A szemcseméret függvényében számítható kritikus indító szélsébség alapján, mely a szemcsék mozgásba lendítéséhez szükséges, valamint az egyéb tényezők (csapadék, növényzet) figyelembe vételével a Duna-Tisza köze a Nyírséggel ellentétben fokozott veszélynek van kitéve a szélerózió szempontjából (BORSY 1974, LÓKI 2008). Ennek oka elsősorban az jóval szárazabb klíma, valamint a gyér növényzet. A Nyírség csapadékosabb klímája, és az összefüggőbb növényborítása is nagyobb mértékben korlátozza a homok mozgását. Éppen ezért nem meglepő a tény – amit több vizsgálat is alátámaszt - hogy a Duna-Tisza közén sokkal többször mozgott a homok a földtörténet során, mint a Nyírségben (LÓKI 2008).

A recens szélerózió feltételeit és körülményeit a Duna-Tisza közén, egy zsombói mintaterületen SZATMÁRI (2008) vizsgálta mikrofonos szemcsebecsapódás-számlálóval. Egy külön erre a célra készített hordozható digitális mérőállomás segítségével megállapította a kritikus indítási szélsébséget és a becsapódó szemcsék számát, majd ebből a két paraméterből egy harmadfokú függvény segítségével meghatározhatóvá vált a szélerózió kockázata a területen. Az eredmények alátámasztották korábbi (LÓKI 2003) széleróziós vizsgálatok következtetéseit, miszerint még napjainkban is kiemelt feladatnak számít a térségben a szélerózió elleni védekezés.

LÓKI (2003) vizsgálatai alapján fontos kiemelni, hogy a szél bizonyos fokú deflációs tevékenysége kötöttebb talajokon is megfigyelhető, természetesen a lazább futóhomok területekhez képest kisebb mértékben. Több kutatás is vizsgálta mindkét típust, így ma már bővebb ismeretekkel rendelkezünk a széleróziós törvényszerűségeikre vonatkozóan (BORSY 1974, LÓKI 2003). Az utóbbi évtizedekben a szélerózió elleni védekezés módszereit is részletesen kutatták (LÓKI – NÉGYESI 2003, LÓKI 2008), mely vizsgálatok alapján általánosan elmondható, hogy a globális klímaváltozás hatására bekövetkező szárazabb és csapadékosabb időszakok szélsőségesebbé válása miatt nagy hangsúlyt kell fektetni a szélerózió elleni védekezésre, lehetőleg környezetet kímélő módon.

3. A részletesen vizsgált Duna-Tisza köze és a Kiskunsági-homokhát jellemzése

Hazánk egyik nagyobb, 7400 km² kiterjedésű, összefüggő futóhomok-felszíne a Duna-Tisza közén található, amely a Duna pleisztocén kori nagy hordalékkúpjának maradványa (BORSY 1977a). A futóhomok mozgásba lendülése a már említett okok (száraz klíma, gyér növényzet, nagy mennyiségű homok) következtében a hordalékkúpok nagyobb területen történő ármentessé válásával indulhatott meg, éppen ezért a Duna-Tisza közí hátság kiváló feltételeket nyújtott az eolikus felszínformálás térnyeréséhez.

3.1 Geológiai felépítés és felszínfejlődés

Geológiai felépítését tekintve jelentős a laza, vizet áteresztő eolikus üledékek aránya a területen. A Duna-Tisza közére elsősorban félig kötött homokterületek, homoktakarók és löszös homokkal fedett síkvidékek váltakozása jellemző, melyek közt helyenként rossz vízelvezetésű, vizet át nem eresztő üledékű laposok találhatóak. A Duna-Tisza közí hátság nagyobb részét borító laza folyóvízi üledékeket (például folyami homok, homokos iszap stb.) jelentős vastagságban átrendezte a szél felszínalakító tevékenysége már az utolsó periglaciálistól kezdve (PÉCSI 1967). A hordalékkúp anyagát alkotó rétegek egyébként nyugatról kelet felé egyre nagyobb vastagságot érnek el, és ezzel együtt a szemcseméret is finomodik. SÜMEGHY (1944, 1948) az Alföld medencéjének feltöltődését, és a Ny-K irányú vastagodást fúrásadatokra támaszkodva, a hordalékkúpok épülésével magyarázta, majd későbbi vizsgálatai alapján azt is megállapította, hogy az egyes finomabb és durvább anyagú rétegek váltakozásának többszöri ismétlődésével épült fel ez a hordalékkúp. Erre bizonyítékot a különböző artézi kutak és olajfúrások adatai szolgáltatnak.

A hordalékkúp fejlődéstörténetének kutatása nagy múltra tekint vissza. Két fő elmélet alakult ki a Duna egykori futásirányáról: többek között CHOLNOKY (1910) és MIHÁLTZ (1953) úgy vélte, hogy a Duna a pleisztocén során végig a mai, észak-déli irányú völgyében folyt, és csak a felső-pliocénban vált délkeletivé a futásiránya. Ezzel szemben SÜMEGHY (1944), BULLA (1951), és PÉCSI (1967) megegyező álláspontja a hordalékkúp pleisztocén voltát igazolja, és a Duna-menti síkságot tartja csak fiatal pleisztocén/holocén kori képződménynek. Tehát a második elmélet szerint a Duna a pleisztocén közel teljes időtartama alatt délkelet felé folyt, így alakítva a hordalékkúp felszínét ebben az időszakban. PÉCSI (1967) azonban néhány vizsgálatával bizonyította, hogy az utolsó glaciálisból már nem mutatható ki egyértelműen olyan jel, mely a Duna keresztülfolyását igazolná a hordalékkúp mai területén. Ugyanakkor a

Duna észak-déli irányú medrében kimutatható utolsó glaciális korú terasz, így ez közvetve alátámasztja PÉCSI (1967) feltételezését. A különböző Duna-teraszok kavicsanyagának részletes vizsgálatával PÉCSI (1960, 1967) foglalkozott, és az itt nyert adatokat felhasználta a Duna pleisztocén kori futásirányáról szóló kutatásainál.

Az utolsó interglaciálisban a Duna tehát már bizonyítottan a jelenlegi észak-déli irányban folyt (PÉCSI 1967), ennek következtében a hordalékkúp felszíne nagyobb területen szárazzá válhatott, ez pedig a futóhomok-mozgás és löszképződés megindulását tette lehetővé. Ebből a homokanyagból az ÉNy-i szél kifúvással létrehozta az ÉNy-DK-i irányban elhelyezkedő különböző mélyedéseket. A kialakult barázdák közt maradékgerincek jöttek létre, valamint a kifújtt anyag a legtöbb helyen garmadákba rendeződött (PÉCSI 1967, BORSY 1977a). Ez az alapvető formakincs formálódott át a későbbi földtörténeti és történelmi időkben.

MIHÁLTZ (1953) és MOLNÁR (1961) is vizsgálta a deflációs laposokat, és kutatásaik során sikerült igazolniuk, hogy ezek az ÉNy-DK-i irányban elhelyezkedő viszonylag nagy kiterjedésű mélyedések nem lehetnek egykori Duna-ágak, ahogyan azt korábban többen gondolták, mivel a Duna folyami üledékei jóval mélyebben helyezkednek el (PÉCSI 1967). Helyenként ezekre a futóhomokokra mészszip, réti mészkő, ill. réti agyag települt, ami a kialakító vizek lassú folyására valamint időnkénti stagnálására utal. A legtöbb esetben ezek a vizek a Duna-Tisza vízválasztójáról DK-nek tartottak, a Tisza felé, vagy pedig ÉNy-i irányba, a Duna felé (MOLNÁR 1961).

A Duna-Tisza köze formakincse alapján több kisebb geomorfológiai körzetre tagolható (PÉCSI 1967): északon a *Vecsés-Pilis-Cegléd környéki homoklepel*, a Gerje-patak laposától északra a *Cegléd-Abonyi-síkság* található, egészen a Tisza árteréig kifut a *Kecskemét környéki homokos lösztakaró*, Kiskunmajsa és Szeged között fekszik a *Majsa-Dorozsmai kiterjedt homokhát*, végül a Duna-Tisza közének nyugati felén helyezkedik el az általam részletesebb elemzésnek részben kitett, *Kiskunság és Bácskai homokbuckás vidék*. Ennek a területnek a részletesebb geomorfológiáját megvizsgálva elmondható, hogy kifejezetten jellemzőek a közel párhuzamosan elhelyezkedő homokbucka-csoportok és a köztük található elgátolt nagyobb mélyedések (PÉCSI 1967). A buckás vonulatok közül legnyugatabbra a már ártéri talapzaton található parti dűnecsoport van, míg a legkiterjedtebb és legváltozatosabb félig kötött homokformák Szabadszállás-Fülöpszállás-Soltszentimre környékén fordulnak elő (PÉCSI 1967).

3.2 Homokmozgás időszakai

Míg az eolikus felszínformálás kutatásának korai szakaszaiban a hangsúly a formakincsen és annak csoportosításán volt (CHOLNOKY 1902, 1940, KÁDÁR 1935, 1938, 1954, 1956, 1966, BULLA 1951, MAROSI 1958, 1967, BORSY 1977ab, 1980), addig a későbbi kutatások már elsősorban a homokmozgások időszakaira vonatkoztak és vonatkoznak ma is, azon belül is elsősorban a holocén kori eolikus felszínformálásra (GÁBRIS 2003, NYÁRI – KISS 2005, KISS *et al.* 2006, 2008, 2009, 2012, BURÓ *et al.* 2011).

A hazai futóhomok-területeinken a homok legkorábbi mozgásba lendülésének időpontja egyelőre bizonytalan. Annyi bizonyos, hogy a Duna-Tisza közén – a többi hazai futóhomok-területhez hasonlóan – az eolikus felszínformálás a folyóvízi tevékenység megszűnésével kerülhetett előtérbe. A Duna hordalékkúpjának épülése BORSY (1977a) szerint az pleisztocén végéig tartott, miközben a Duna, völgyének nyugatabbra tolódásával fokozatosan elfoglalta a mai völgyét. Ez a bevágódási folyamat eredményezte, hogy egyre több területre már az áradások idején sem jutott víz, így a szárazzá válás után megindulhatott a szél jelentősebb felszínformáló tevékenysége. BORSY (1977b) még 25-26 ezer évvel ezelőtre tette a homokmozgás kezdetét a területen, de később (BORSY *et al.* 1987) elektronmikroszkópos vizsgálatok eredményeire hivatkozva már felső-pleniglaciálist megelőző mozgásokat is említett. GÁBRIS (2003) a negyedidőszaki homokmozgásokról szóló tanulmányokban közölt adatok, valamint saját újabb kutatásainak eredményei (OSL és egyéb kormeghatározási módszerek) alapján próbálta alátámasztani a felső-pleniglaciálist megelőző futóhomokmozgásról szóló feltételezéseket, illetve meghatározni a futóhomokmozgás kezdetét hazánk területén. Bizonyítottan jelentős homokmozgás zajlott már a felső-pleniglaciálistól kezdve, bár a korszakban egymást váltották a hidegebb és enyhébb klímaszakaszok, így az eolikus felszínformálás feltételei sem voltak minden korszakban egyaránt kedvezőek (GÁBRIS 2003). A felső-pleniglaciális kezdetén, 32000 – 25000 cal BP között a megelőző időszakhoz képest hűvösebb és szárazabb éghajlat kedvezett a növényzet ritkulásának, és ezáltal a futóhomokmozgás felerősödésének. Ezzel szemben 25000 – 23000 cal BP között, az enyhébb és nedvesebb éghajlati viszonyok miatt a homokmozgás abbamaradt (GÁBRIS 2003). Az utolsó glaciális maximum idejéből SÜMEGI (1993) mutatott ki 18000 C¹⁴ BP előtti futóhomokmozgást. A későglaciális kezdetén (14600 C¹⁴ BP) szintén olyan éghajlati feltételek uralkodtak, melyek gátolták a futóhomok mozgását, majd csak az Idősebb (12400 – 11800 C¹⁴ BP) és Fiatalabb Dryasban (10800 – 10200 C¹⁴ BP) gyérülhetett meg olyan mértékben a növényzet, ami lehetővé tette az eolikus felszínformálás ismételt

térnyerését (GÁBRIS 2003). Fontos kiemelni, hogy ebből az időszakból a Duna-Tisza közéről csak vékony rétegű eltemetett talajokat találtak, melyből nem lehetett a méréshez elegendő mennyiségű faszenet gyűjteni. Éppen ezért sor került a lumineszcencia alkalmazására (GÁBRIS 2003), elsőként a Duna-Tisza köze ÉNy-i részén található Dunavarsányban, továbbá Kisoroszi és Pócsmegyer térségében. Ahol esetleg kinyerhető volt olyan faszéndarab, melynek korát radiometrikus módszer segítségével megállapíthatták, ott lehetővé vált a két módszer eredményeinek összevetése, és ezáltal ellenőrzése. Mindhárom feltárásban egyértelműen igazolható a lumineszcens adatok révén a Fiatalabb Dryas korú homokmozgást, ugyanakkor az Idősebb Dryas mint periódus, egyre többször kérdőjeleződik meg (GÁBRIS 2003).

A holocén kori homokmozgások jeleit eleinte elsősorban palinológiai vizsgálatok mutatták ki, majd később ezt követte az OSL kormeghatározás. A javuló éghajlat következtében a preboreálisban nagymértékű beerdősülés ment végbe, majd az ezt követő boreálisban az erdőségek visszahúzódtak, mely a talajvízszint csökkenésével együtt ismét lehetővé tette az eolikus homokformálás előretörését a Duna-Tisza közén (NYÁRI – KISS 2005). A dunavarsányi feltárásban közvetlenül a Fiatalabb Dryas korú rétegre települ boreális, $9,2 \pm 1,7$ ezer éves futóhomok (GÁBRIS 2003). Ez az újból felerősödő homokmozgás jelentősen átrajzolta a korábban kialakult homokfelszínek formakincsét, ugyanakkor nagyobb méretű formák ekkor már nem keletkeztek (BORSY 1977ab). Az atlantikus fázisban ismét csapadékosabbá vált az éghajlat, így homokmozgásra csak kisebb területeken, lokálisan adódhatott lehetőség a Duna-Tisza közén (GÁBRIS 2003, NYÁRI – KISS 2005). Talán a korszak második fele jellemezhető élénkebb eolikus felszínformálással, amikor a klíma már jóval szárazabb volt a megelőző időszakhoz képest. Ezt a dunavarsányi feltárás legfelső szintje szintén alátámasztja, a korábbihoz képest jóval kisebb intenzitású, $6,0 \pm 0,5$ ezer éves futóhomokmozgásra utaló jeleivel (GÁBRIS 2003).

Egyértelműen az ember természetalkító tevékenységének következménye a történeti időkben zajló futóhomokmozgás. Általánosságban elmondható, hogy a legfiatalabb formák sokkal kisebbek a földtörténet során kialakultakhoz képest, mivel a jelenlegi éghajlat már nem kedvező a nagyobb méretű formák kialakulása szempontjából, sőt a korábbi formák feldarabolódása sem ritka (BORSY 1977a). Viszonylag nagyobb területre kiterjedő, így a Duna-Tisza közén is előforduló felszínformálás ment végbe a török hódoltság idején és a 18-19. században, valamint foltszerűen többek között az Árpád-korban (GÁBRIS 2003, NYÁRI – KISS 2005). Bizonyítékot erre több feltárás adatai szolgáltatnak: Pócsmegyer és Kisoroszi

homokjai 3700 illetve 630 évesek az elvégzett mérések alapján (GÁBRIS 2003) vagy például Ballószög (LÓKI – SCHWEITZER 2001), ahol az Árpád-kori leleteket borító futóhomokréteg vastagsága helyenként a 60 cm-t is elérte. Egy orgoványi garmada OSL kormeghatározásakor is igen fiatal korokat kaptak, egyes rétegek 1500 ± 40 évesnek adódtak, de előfordultak mindössze 150-180 éves korú homokok is (ANTAL 2010).

A vizsgálatok azonban térben és időben igen korlátozottak tekinthetők, így az általuk szolgáltatott bizonyítékok alapján nem lehet egyszerű általánosításokat tenni. A Duna-Tisza közti holocén homokmozgások időszakainak megállapításához kutatásaik során NYÁRI és KISS (2005) a szikes tavak üledékrétegeit vizsgálta meg. Olyan tavakat kerestek, melyek a buckák szél felőli oldalán helyezkednek el, ám ezek közül csak azok tettek lehetővé kormeghatározást, amelyekben ismert korú mészszipa feletti futóhomokréteg volt. Ezeknek a feltételeknek természetesen nem minden tó tett eleget, alkalmasnak csak a következő tavak bizonyultak: Kolon-tó, Madarász-tó, a Fülöpháza környéki szikes tavak, valamint az ágasegyházi- és orgoványi-rét mocsarai. Ezen kívül egyes régészeti feltárások is használhatóak voltak, ahol a leletek kora szintén ismert volt, és ezáltal a felette elhelyezkedő, futóhomokmozgásra utaló homokrétegek kora is megbecsülhetővé vált. Mind a tavakban található, mind a régészeti leletek feletti rétegek vizsgálata alapján bizonyítást nyert a boreális fázis végi és az atlantikus eleji homokmozgás.

A történelmi időkre vonatkozó eredmények pedig a bronzkor (Kr.e. 2800-900) utáni, majd a 6-8., illetve 13-14. századi, elsősorban antropogén hatásra végbemenő deflációs tevékenységre utalnak. Több fúrás eredménye együttesen igazolta, hogy a Duna-Tisza közén a holocén futóhomok-mozgások a legtöbb esetben csak lokálisan zajlottak, bár arról, hogy pontosan mekkora területen, biztosan nem lehet mondani (GÁBRIS 2003, NYÁRI – KISS 2005).

3.3 Eolikus formakincs

A Duna-Tisza közének formakincséről elsőként CHOLNOKY (1910) értekezett. Az ő nevéhez kötődik a szélbarázdák, garmadák, maradékgerincek leírása, valamint a vizenyős laposok deflációs eredetének felismerése. Az 1930-as években KÁDÁR (1935) kimutatta, hogy a Német-Lengyel-síkság futóhomokjára jellemző parabolabuckák a Duna-Tisza közén is megfigyelhetők. Ezek után BULLA (1951) kutatásai révén tovább bővültek az ismeretek a duna-tisza közti formakincset tekintve, ő ugyanis a parti dűnéket és a lepelhomokokat is részletesen kutatta, a CHOLNOKY által már korábban leírt formák mellett. Az 1950-es évektől kezdve pedig egyre több kutató kezdte a Duna-Tisza közét homokmozgási *folyamatok*

szempontjából vizsgálni a geomorfológiai sajátosságok után (MAROSI 1958, BORSY 1974, 1977ab).

A formák kialakulása alapján történő csoportosítás szerint a szélbarázdá–garmada–maradékgerinc formacsoport tagjai a leggyakoribbak (BORSY 1977a). Azonban a terület hatalmas kiterjedése miatt az egyes kisebb felszínek jelentősen különbözhetnek egymástól, így létrehozva a Duna-Tisza formakincsére jellemző mozaikosságot. Ezt a formák kialakulásakor ható sokféle tényező eredményezte, például a szélbarázdák, garmadák, maradékgerincek elhelyezkedése, mérete, alakja a szél irányától és erősségétől, a felszín növényborítottságának mértékétől, valamint a homokmozgás időtartamától is függött, és bármelyik tényező minimális megváltozása is eltéréseket generált a létrejövő formákban (BORSY 1977a). A Duna-Tisza közén a Monor – Örkény – Kerekegyháza – Bugacmonostor – Szank – Kiskunhalas – Jánoshalma vonal reliefenergia szempontjából választónak tekinthető, ettől keletre ugyanis értéke szinte mindenhol 5 m alatti, de egyes térszíneken még a 3 m sem éri el. Ennél nagyobb relief csak néhány helyen fordul elő a területen, például Tatárszengyörgy közelében, ahol 5-7 m körüli, de egy-két buckánál akár még a 10 m is elérheti (BORSY 1977a). A Duna-Tisza közének nyugati részein egyaránt találhatóak közel teljesen lapos felszínek, ahol a futóhomok réteg vastagsága sem túl jelentős (BORSY 1977a).

A Duna-Tisza közti szélbarázdá-garmada-maradékgerinc formacsoport méretét vonatkozólag szintén BORSY (1977ab) tanulmányozta részletesen. A szélbarázdák hosszúsága 20-500 m közötti, szélességük pedig 25-200 m lehet. A löszös köpennyel fedett területeken akár 1 km hosszúságú barázdák is előfordulhatnak, azonban ezek már inkább tekinthetők deflációs laposoknak. Ami a mélységüket illeti, a legsekélyebbek 1,5 m körüliek, és a legmélyebbek is csak egy-két helyen érik el a 8 m-nél nagyobb mélységet. A szélbarázdák alakja is változatos, a legtöbb esetben alaprajzuk ovális, még máshol hosszan elnyúlnak, és egyes helyeken lehetnek egészen keskenyek is. A bácskai löszös háton BORSY (1977a) terepi vizsgálatai több fajtáját is elkülönítették a szélbarázdás területeknek: Borotától délkeletre jellemző az aprólékosan tagolt, tipikus szélbarázdás felszín, elsősorban kis és közepes méretű szélbarázdákkal. A másik típus, ahol a szélbarázdák hosszan elnyúlnak, és a közelükben kisebb deflációs laposok helyezkednek el. Nem ritka, hogy ezeken a térszíneken a szélbarázdák és a deflációs laposok egyaránt sorokba rendeződnek, ahogy az Jánoshalma környékén megfigyelhető. A teljes Duna-Tisza közén gyakori jelenség, hogy a szélbarázdák nem rendelkeznek garmadával, ehelyett láncszemekhez hasonlóan követik egymást. Ahol a szélbarázdából kifújt homok mégis garmadába rendeződik, ott a keletkező forma magassága

átlagosan 2-8 m, de nagyobb akkumulációs mezőkön a 15-18 m-es garmadák sem ritkák (BORSY 1977a).

A szélbarázdákhoz hasonlóan a garmadák alakja is változatos. CHOLNOKY (1902) még csak a parabola alakú garmadát írta le, azóta ismertek a hosszanti garmadák is (KÁDÁR 1935, BORSY 1977a). A hosszanti garmadák jóval gyakoribbak, ugyanakkor a parabola alakúak nagyobb magasságot érnek el. A Bácskai-síkság lösszel borított részeinek egyik sajátos jelensége a hosszú szélbarázdák végénél képződött garmada. Több ilyen garmada záródásával garmadasor jön létre, jellegzetesen hullámos gerincvonallal. Esetenként a kifújott homok garmada helyett a barázda mentén hajtúszerű parabolabuckába halmozódik fel. Ezek kialakulása szintén a bácskai részen volt gyakoribb, elsősorban ott, ahol a kialakuló parabolabucka csúcsrésze valamilyen okból gyorsabban haladt (BORSY 1977a).

A szélbarázdák és garmadák mellett a maradékgerincek fordulnak elő a legsűrűbben a Duna-Tisza közén. Ebből is több típus ismert, elsősorban méretük különíti el őket. Míg a legkisebbek gerinchosszúsága mindössze 10-30 m, addig a leghosszabbak elérhetik a 200-300 m-es hosszúságot is. A Duna-Tisza köze zártabb futóhomok-területein jellegzetes a maradékgerincek uralkodó szélirányban történő sűrűn egymás mellett történő elhelyezkedése, keskeny szélbarázdák közbeékelődésével. Hasonló lehet a MAROSI (1967) által leírt, a Duna-Tisza közének déli részén jellemző, általa „komplex eredetű felszínformák”-nak nevezett homokgerincek és a köztük található alacsonyabb felszínek. Ezek ÉNy-DK irányban futó keskeny, enyhén ívelt, igen hosszú formák, melyeket 1-2 m vastagságú löszfrakciójú üledékek borítanak. Eredetüket MAROSI (1967) a Duna pleisztocén végi zátonyépítő tevékenységével magyarázza, azaz a formák tulajdonképpen övzátony-sorok. Elnevezésükben a „komplex” jelző a víz és szél egyidejű felszínformáló tevékenységére utal. MAROSI (1967) véleménye szerint a szél szerepének mértéke a formák kialakításában egyértelműen a vízállás és a szemcseméret függvénye volt.

A szélbarázda–garmada–maradékgerinc formacsoportok mellett a deflációs laposok jelenléte is jellemző a Duna-Tisza közére, azon belül is elsősorban a terület délkeleti részén gyakoriak. Elhelyezkedésük ÉNy-DK-i irányú, kiterjedésük pedig elérheti akár a 2 km-t is, ami messze felülmúlja a hazánk többi futóhomok-területén előforduló, hasonló jellegű laposok méretét (BORSY 1977a). Azokon a területeken, ahol van löszös köpeny is a formákon, létrejöttek 2-2,5 km átmérőjű deflációs laposok is, melyek aljzata enyhén tagolt. Kialakulásuk deflációs eredetűre, melyet a laposoktól délre található nagy mennyiségű akkumulációs eredetű homok egyértelműen igazol, már CHOLNOKY (1910) is rámutatott.

Szintén a Duna-Tisza közének jellegzetes formája a parabolabucka. Elsősorban a terület nyugati felén, így például a Kiskunsági-homokhát szélbarázdás felszínei körül fordulnak elő. Borsy (1977b) az általa a Nyírségben leírt aszimmetrikus, fejletlen nyugati szárú parabolabuckákhoz hasonlítja őket. A duna-tisza köziek aszimmetriája, valamint a száraz hosszúsága is kisebb, mint a Nyírségben, ugyanakkor csúcsmagasságuk akár 20 m-es is lehet (Borsy 1977a).

Viszonylag nagy kiterjedésben, sok helyen található lepelhomok a területen. A tagolatlan homoklepel vastagsága 50-200 cm közötti (Borsy 1977a), de duna-tisza közzi megjelenésének két formáját kell elkülöníteni: egyrészt a szélbarázdák és szélbarázdások végénél akkumulálódottakat, melyek csak viszonylag kis kiterjedésűek, másrészt a sokkal nagyobb vastagságban az akkumulációs mezők előterében fekvőeket. Ilyen akkumulációs mezők elsősorban a Duna-Tisza közének nyugati részén alakultak ki, így a Kiskunsági-homokháton is előfordulnak. Kiterjedésük különböző, a legnagyobbak akár 10 km átmérőjűek is lehetnek, de alakjuk legtöbbször szabálytalan. Ezekről az akkumulációs mezőktől északnyugatra rossz lefolyású, vizenyős lapos felszínek találhatók, melyek egy része lehet folyóvízi eredetű, de a nagyobbak már defláció által jöttek létre. Borsy (1977a) szerint az akkumulációs mezők és a mellettük található lapos felszínek között bizonyítottan genetikai kapcsolat van.

3.4 Éghajlat

A Duna-Tisza köze, éghajlatát tekintve átmenetet képez a nedves és száraz kontinentális klímájú területek között, így a hőmérsékleti és csapadék-szélsőségek gyakoriak. Hideg, kemény telek és forró, aszályos nyarak egyaránt előfordulnak, ezért nem meglepő, hogy a Duna-Tisza köze hazánk egyik legnagyobb hőingású és legszárazabb területe, ami kedvező feltételeket biztosíthat a homokmozgás megindulásához (BORSY 1972, LÓKI 2008).

Az országban elfoglalt relatív földrajzi fekvése (szélesség, tengerszint feletti magasság) következtében, a Duna-Tisza köze a legmagasabb átlaghőmérsékletű térszíneink közé tartozik, a 10-11 °C-os értékkel (MERSICH *et al.* 2003, DÖVÉNYI 2010). Az abszolút maximumot is a területen található Kiskunhalason mérték 2007-ben, 41,9 °C-ot. A legmagasabb évi középhőmérsékletet pedig 13,3 °C-kal Szeged belvárosában regisztrálták.¹ (Bár Szeged a Duna-Tisza közének peremén helyezkedik el, így nem feltétlenül adja meg a területre legjellemzőbb értékeket, de hasonló adatokat például Kecskemétre nem találtam. A

¹ Forrás: <http://owwww.met.hu/eghajlat/Magyarország/rekordok/homerseklet/>

sokévi átlag alapján a nyári hónapok átlaghőmérséklete 20 °C körül alakult Szegeden, ami az országos átlaghoz képest nem kiugróan magas érték².) Télen a hőmérséklet hazánk területén DNy-ÉK irányban csökken, ennek megfelelően a nagyjából az ország közepén elhelyezkedő terület hőmérséklete a december-február időszakban átmeneti érték a tőle ÉK-re illetve DNy-ra eső szélső területekhez képest. Decemberben 0-1 °C, januárban -1–-2 °C, februárban pedig ismét 1-2 °C körüli adatokat regisztráltak (MERSICH *et al.* 2003)

Az országos átlagokat megvizsgálva ezen a területen a legkevesebb a csapadék (DÖVÉNYI 2010, MERSICH *et al.* 2003). Az elmúlt 30 év átlagát figyelembe véve a Duna-Tisza közén a csapadék átlagos mennyisége 500-550 mm körül alakult (MERSICH *et al.* 2003). Erre az intervallumra vonatkozólag ennél kisebb átlagérték csak néhány extrém száraznak számító helyen, foltszerűen fordul elő.³ Ugyanakkor az elmúlt évtizedben többször előfordult, hogy az éves csapadékmennyiség alig érte el a 200-300 mm-t, így például a valaha mért legkisebb éves csapadékösszeg 203 mm⁴ volt 2000-ben Szegeden. Valamint az országosan rendkívül száraznak számító 2011-es évben, elsősorban a Duna-Tisza köze déli részén hullott 350 mm-nél kevesebb csapadék⁵. Időbeli eloszlást tekintve az országos átlaghoz hasonló, legtöbb csapadék nyáron esik, június környékén, még a legkevesebb január-február körül, továbbá jellemző a másodlagos csapadéktöbblet ősz elején, augusztus-szeptemberben⁶. A hosszantartó csapadékhiány miatt gyakoriak az aszályok, melyek természeti és ez által komoly gazdasági károkat idézhetnek elő napjainkban és a jövőben egyaránt (CSATÁRI 1995, MERSICH *et al.* 2003, RAKONCZAI – KOVÁCS 2005, RAKONCZAI 2006).

Az országban a napsütéses órák száma a Duna-Tisza közén az egyik legmagasabb, a sokévi átlag meghaladja a 2000-2100 órát évente (MERSICH *et al.* 2003, DÖVÉNYI 2010), de Szegeden 1953-ban mértek már 2437 órát⁷ is. Síkvidékre jellemző módon, a derült napok maximumának száma a május és szeptember közötti időszakra esik, ezzel egy időben a borult napok száma a legalacsonyabb az év során. A szegedi grafikont megvizsgálva a derült napok száma ebben az időszakban (30 éves átlag alapján) 4-8 nap között alakult, míg a borult napok száma 4-6 közötti volt. 16-18 nappal a borult napok száma pedig egyértelműen télen éri el a maximumot a szegedi térségben. Ezalatt a derős napok száma a december-június

² Forrás: http://www.met.hu/eghajlat/magyarorszag_eghajlata/varosok_jellemzoi/Szeged/ 1. táblázat, http://www.met.hu/eghajlat/magyarorszag_eghajlata/altalanos_eghajlati_jellemzes/homerseklet/ 2a. ábra

³ Forrás: http://www.met.hu/eghajlat/magyarorszag_eghajlata/altalanos_eghajlati_jellemzes/csapadek/ 1. ábra

⁴ Forrás: <http://www.met.hu/eghajlat/Magyarorszag/rekordok/csapadek/>

⁵ Forrás: <http://www.vizugy.hu/uploads/csatolmanyok/359/vhte-1201-kivonat.pdf>

⁶ Forrás: http://met.hu/eghajlat/magyarorszag_eghajlata/varosok_jellemzoi/Szeged/ 1. táblázat és http://met.hu/eghajlat/magyarorszag_eghajlata/altalanos_eghajlati_jellemzes/csapadek/ 2a. ábra

⁷ Forrás: http://www.met.hu/eghajlat/eghajlati_adatsorok/sz/Navig/Index2.htm

intervallumban végig közel azonos szinten marad, átlag 3 nappal havonta (MERSICH *et al.* 2003).

A mérsékelt öv nagy magasságban uralkodó nyugatias szeleinek irányát a felszínhez közel számos tényező módosíthatja, elsősorban azonban a domborzat hatását kell kiemelni. Mivel jelentősebb domborzati akadály a Duna-Tisza közén nincs, így az általános felszín közeli cirkulációra jellemző északnyugatias irány itt érvényesülhet a legjobban. Bár az uralkodó szélirány északnyugati, az esetek kétharmadában nem az uralkodó szélirányból fúj a szél, a különböző cirkulációs fázisoknak köszönhetően (MERSICH *et al.* 2003). Szegeden például a szélirány gyakoriságának évi átlagát megvizsgálva látható, hogy az északnyugati mellett legtöbbször északi, illetve délkeleti irányból fúj a szél (MERSICH *et al.* 2003). Földtörténeti időtávban gondolkodva a múltbeli korszakok uralkodó széliránya egyértelműen meghatározható a különböző eolikus formák elhelyezkedéséből. A szélesebbesség is nagyrészt helyi tényezőkön múlik, mint például felszínborítottság mértéke, közeli tereptárgyak, illetve domborzat. Az országos átlag 2-4 m/s körül alakul, ez alapján hazánk a mérsékelt szelvidékek közé sorolható⁸. Szegeden a szélesebbesség relatív gyakoriságának maximuma tavasszal 2,1 és 3 m/s között található, de előfordulnak 13-14 m/s közötti értékek is, ezzel igazolva, hogy a legszelesebb időszak az évben általában a tavasz eleje. Ezek az úgynevezett „böjti-szelek”, melyek kifejezetten jelentősek a szélerózió szempontjából. Bár a viharos szelek (12 m/s felett) gyakorisága áprilisban is elenyésző, az év többi hónapjához képest azonban egyértelműen kiemelkedő (MERSICH *et al.* 2003). A „böjti-szelek”-re különösen érzékenyek a mezőgazdasági művelés alatt álló, esetleg még bevetetlen termőterületek, ezáltal a Duna-Tisza közén jelenleg is gyakran okozhat problémát.

3.5 Vízrajz

Geológiai okokra visszavezethetőleg a Duna-Tisza köze felszíni vizekben szegény, hiszen főleg vízáteresztő homok, és lösz borítja. A felépítés mellett bizonyos éghajlati viszonyok, például a medence-jelleg és a magas aszály-kockázat tovább erősítik ezt a jelleget (MERSICH *et al.* 2003). A lefolyási tényező így igen alacsony, 3-5%, ez jórészt a felszín adottságaiból és a lehulló csapadék kis mennyiségéből ered (KOLLEGA TARSOLY 1996). Állandó vízü források nincsenek, az időszakos vízfolyások völgyei sekélyek, többnyire szélesek, és lapos mélyedésként tagolják az alacsony reliefenergiájú felszínt. A délkeleti lejtés következtében a Duna és Tisza közti vízválasztó a hátság nyugati pereméhez viszonylag közel

⁸ Forrás: http://met.hu/eghajlat/magyarorszag_eghajlata/altalanos_eghajlati_jellemzes/szel/

helyezkedik el, és valamennyi helyi vízfolyás a Tisza felé igyekszik. Kivételt néhány lefolyástalan terület képez, ahol a kiépített belvízcsatornák miatt a Duna felé vezetődik a víz (SOMOGYI 1967, KOZÁK *et al.* 2009).

A vízrajzot egyértelműen befolyásolja a csapadék mellett a párolgás is. A potenciális evapotranspiráció (talajfelszín párolgása + növényzet párologtatása) éves mértéke Magyarországon 600-720 mm (KOLLEGA TARSOLY 1996). Ahol az evapotranspiráció tényleges értéke meghaladja a lehullott csapadékét, az komoly veszélyt jelent, egyrészt a deflációérzékenység mértéke ezeken a területeken jelentősen megnő, másrészt a növénytermesztés szempontjából is kockázatos a nem megfelelő vízháztartás révén.

A felszíni vizek kémiai összetételüket tekintve mészből és nátriumsókban igen gazdagok. A buckák közötti laposok pangó vizeinek bepárlódásából sok helyen válik ki meszes és szódás iszap, illetve vakszik (SOMOGYI 1967). Állóvizek jellemzően szintén a homokbuckák közötti laposokban képződhetnek, elsősorban nedves időszakokban. Kialakulásukat tekintve azonban nem közvetlenül a csapadékból jönnek létre, hanem a talajvíz szintjének nagymértékű emelkedésével érik el a felszínt. Léteznek ezen kívül mesterséges eredetű tavak is, legtöbbször víztárolók és halastavak formájában.

Sajátos probléma az Alföldön a szárazság és az ariditás növekedése mellett a csökkenő talajvíz (CSATÁRI 1995). A talajvízszint csökkenése egyértelműen hatással lesz a talajok mechanikai tulajdonságaira, kémiai összetételére és élővilágára is. A probléma jelentőségét nem lehet eltúlozni, hiszen a talajvízszint csökkenése nagymértékben befolyásolja a mezőgazdasági termelést egyrészt a növények nem képesek megfelelő mennyiségű nedvességhez jutni, másrészt a szélerózió kockázatát is növeli, ezáltal szintén súlyos károkat okozhat a mezőgazdasági termelésben. Ezekre és további következményeire RAKONCZAI (2005, 2006) számos tanulmányában felhívta a figyelmet.

3.6 Növényzet

A Duna-Tisza közére szántók, kertgazdaságok, virágos rétek, legelők jellemzőek, úgynevezett homoki kultúrtáj (SIMON 1967). Egyes nagyobb akkumulációs homokmezőkön nyomokban még az ősi növényzet is megtalálható, azaz pusztai erdők és erdős-sztyep. A homokterület elhelyezkedésének jellegzetességeit követve bizonyos növénytársulások szabályos sorrendben történő települése figyelhető meg (BOROS 1958). A szabad homokfelszíneken kezdetben zuzmók és mohák, majd ezt követően homoki gyepek jelennek meg. Már ennek a minimális növényzetnek is jelentős szerepe van a homok szabad mozgásának

akadályozásában, valamint a meginduló biológiai mállás alkalmassá teszi a talajt igényesebb növényzet megtelepedésére is (SIMON 1967). Így alakulhat ki a homokpusztagyep, mely már élő füvekből áll. Homokpusztagyep típusos kifejlődésére elsősorban a buckák tetején vagy lejtőin van lehetőség, ahol a talajvízszint 2,5-5 m-rel a felszín alatt van. Azokon a buckatetőkön, ahol a kilúgzás mértéke nagyobb, és emiatt a mésztartalom jelentősen lecsökken, létrejönnek a mészkerülő homokpusztagyeppek (BORHIDI 2003). További fejlődés eredményeként kialakulhatnak a már zárt növénytakarót alkotó zárt homokpusztarétek. Ennek hatására megnő a humusz- és tápanyagtartalom, viszonylag jó minőségű mezősegi talaj képződik, mely kiváló adottságokat biztosít a színes virágoknak. A következő szakasz már a beerdősülés kiinduló fázisa, kezdetben boróka és fehérenyár megjelenésével. Később, a kocsányos tölgy elterjedésével pedig már pusztai tölgyesről beszélhetünk (SIMON 1967).

A felszínhez közelebbi talajvízszint (2 m felett) esetén a szukcesszió valamelyest módosul (SIMON 1967). Üde homokpusztagyepként indul, majd megjelenhetnek mocsár és láprétek, a záró társulást pedig a gyöngyvirágos tölgyes jelenti, gazdag cserjeszinttel. A legmélyebb térszíneken tölgy-szil-kőris ligeterdők jellemzőek, melyek a nedves rétekből fejlődhetnek tovább. A fent említett társulások sajnos nagyrészt már csak elméletiek, hiszen az antropogén beavatkozás (mezőgazdaság, erdőirtás) miatt zömében eltűntek. Erre példa, hogy míg az erdőirtások után újraindul a szukcesszió, addig a legeltetés lerontja a gyepek eredeti állapotát. De közvetett módon is károsulhat a növényzet, például a talajvízszint csökkenésével (mely nem minden esetben antropogén hatás), ez vezetett a tölgy-szil-kőris ligeterdők pusztulásához. Sajátos sótüdő növényzet jellemzi még a bepárlódó, sóban és nátriumban gazdag buckaközi laposokat, szikfokokat és vakszikeket (SIMON 1967).

3.7 Talajok

Alapkőzetét tekintve a területre homok, illetve egyes területeken lösz jellemző (DÖVÉNYI 2010). A talajképződés tényezői közül a domborzat és a talajvíz szintjének van kiemelt szerepe. Főbb talajtípusok: futóhomok váztalaj, barnaföldek, csernozjom jellegű homokok, mészlepedékes csernozjomok, réti talajok, lápos réti talajok (SZÜCS 1967). Általánosságban elmondható a Duna-Tisza közti hátság futóhomokos területein képződött talajokról, hogy tápanyagtartalom és víztartó képesség szempontjából rossznak számítanak, valamint a vízellátásuk sem megfelelő. Ezen tényezők jelentősen megnehezítik a mezőgazdasági termelés lehetőségeit, illetve igen költségessé teszik őket (STEFANOVITS 2010).

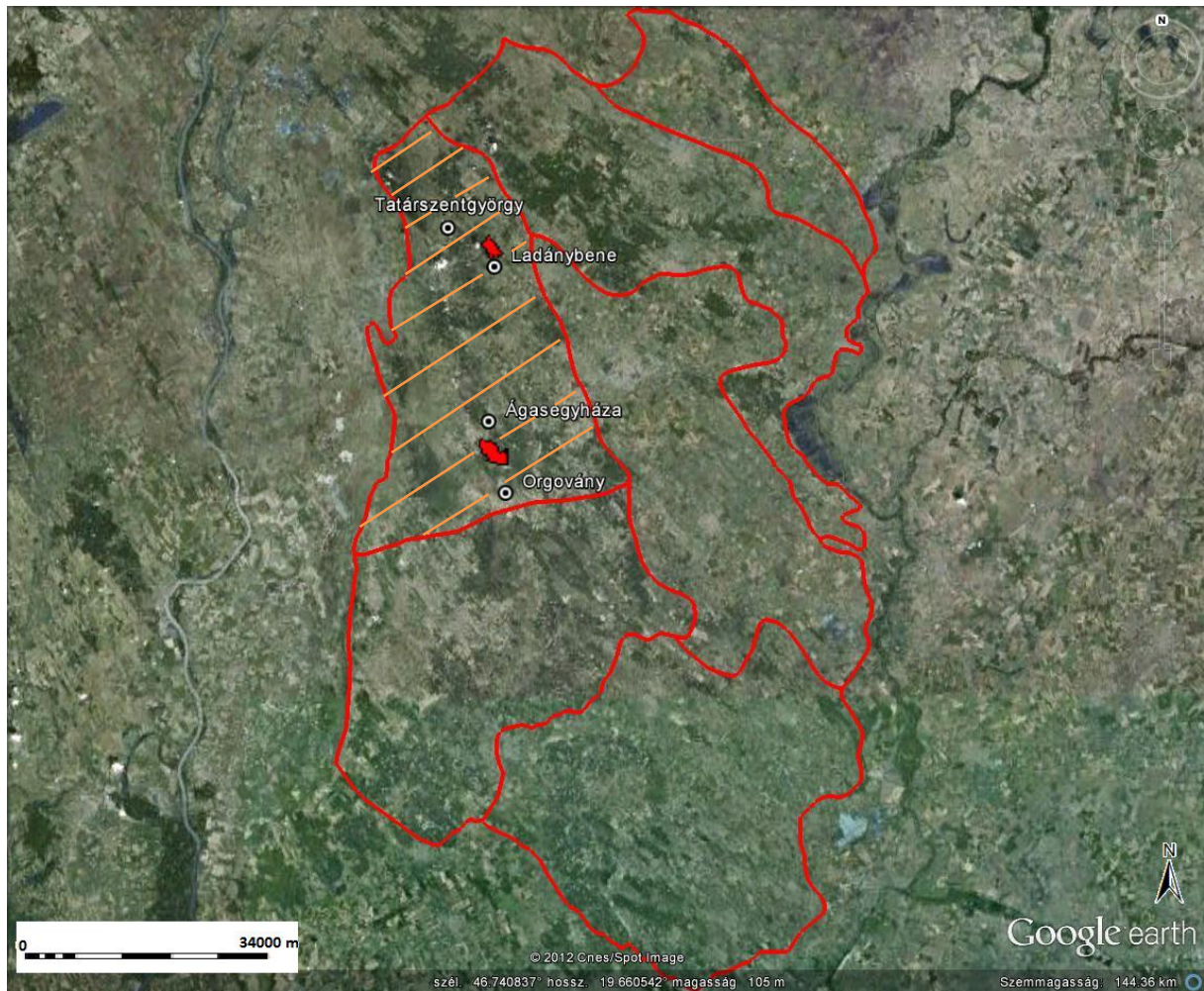
Futóhomok váztalajok azokon a térszíneken alakultak ki, ahol homokbuckák találhatóak, éppen ezért viszonylag nagy területen fordulnak elő. A laza, jellegtelen homoktalajok azért gyakoriak, mert a területen található homokbuckák felszínén nem indulhatott meg (vagy nem tart hosszú ideje) a folyamatos talajképződés. Nemcsak homokbuckák tetején találkozhatunk ilyen váztalajokkal, hanem az alacsonyabb fekvésű, sík területeken is. Ezek kialakulása úgy ment végbe, hogy az egykori humuszos réteget beborította a futóhomok, így egyfajta kétrétegű szerkezetet létrehozva, melyet ezek a talajok a mai napig őriznek (SZÜCS 1967). A laza homokborítású felszínek növénytermesztési céllal történő hasznosítása a szerkezeti sajátossága mellett a közeli talajvízszint miatt is kedvezőbbnek mondható a terület többi talajához képest.

Barnaföldek csak kisebb kiterjedésben, foltszerűen fordulnak elő a Duna-Tisza közí hátság északi részén, többségük művelés alatt áll (DÖVÉNYI 2010). *A csernozjom jellegű homokok* általában humuszos homoktalajok, melyek szervesanyag tartalma 1,5-2% (STEFANOVITS 2010). Képződésükre ott volt lehetőség, ahol a homokba finomabb alkotórészek is keveredtek. *A mészlepedékes csernozjomok* előfordulása pontosan lehatárolható. Lössös és homokos-lössös üledékeken találkozhatunk velük, előbbi Kecskemét-Kiskunfélegyháza vidékére jellemző, utóbbi pedig Nagykőrös, Kiskőrös, Soltvadkert környékén fordul elő (DÖVÉNYI 2010). Humusztartalmuk magasabb a csernozjom jellegű homoktalajokéhoz képest, általában 2-2,5% körüli, vízgazdálkodásuk igen jónak mondható, a vizet jól vezetik és jó víztartó képességűek (STEFANOVITS 2010). Ez a típusú talaj tekinthető a hátság legjobb termékenységű talajának.

Réti talajok kialakulására a homokbuckák közötti laposok iszapos-homokos anyakőzetén volt lehetőség. Ennek okai az időszakos felszíni vagy felszín közeli talajvizek és a dús növényzet jelenléte (SZÜCS 1967). *Lápos réti talajok* azokban a laposokban képződtek, amelyeket állandó felszíni vízborítás jellemezett. Az itt megtelepedő lápi növényzet elterjedésével felhalmozódott az elbomlott, vagy el nem bomlott szervesanyag, ezáltal kotus, illetve tőzeges talajok keletkeztek (SZÜCS 1967). A réti és lápos réti talajok mellett a laposokban előfordulnak szoloncsákok, szolonyeces réti talajok, a mészlepedékes csernozjom területek laposaiban pedig szoloncsák-szolonyecsek találhatóak. Ezeknél a típusoknál kisebb-nagyobb foltokban a különböző rétegek káros nátriumsókat tartalmaznak (STEFANOVITS 2010).

4. A mérések mintaterületei

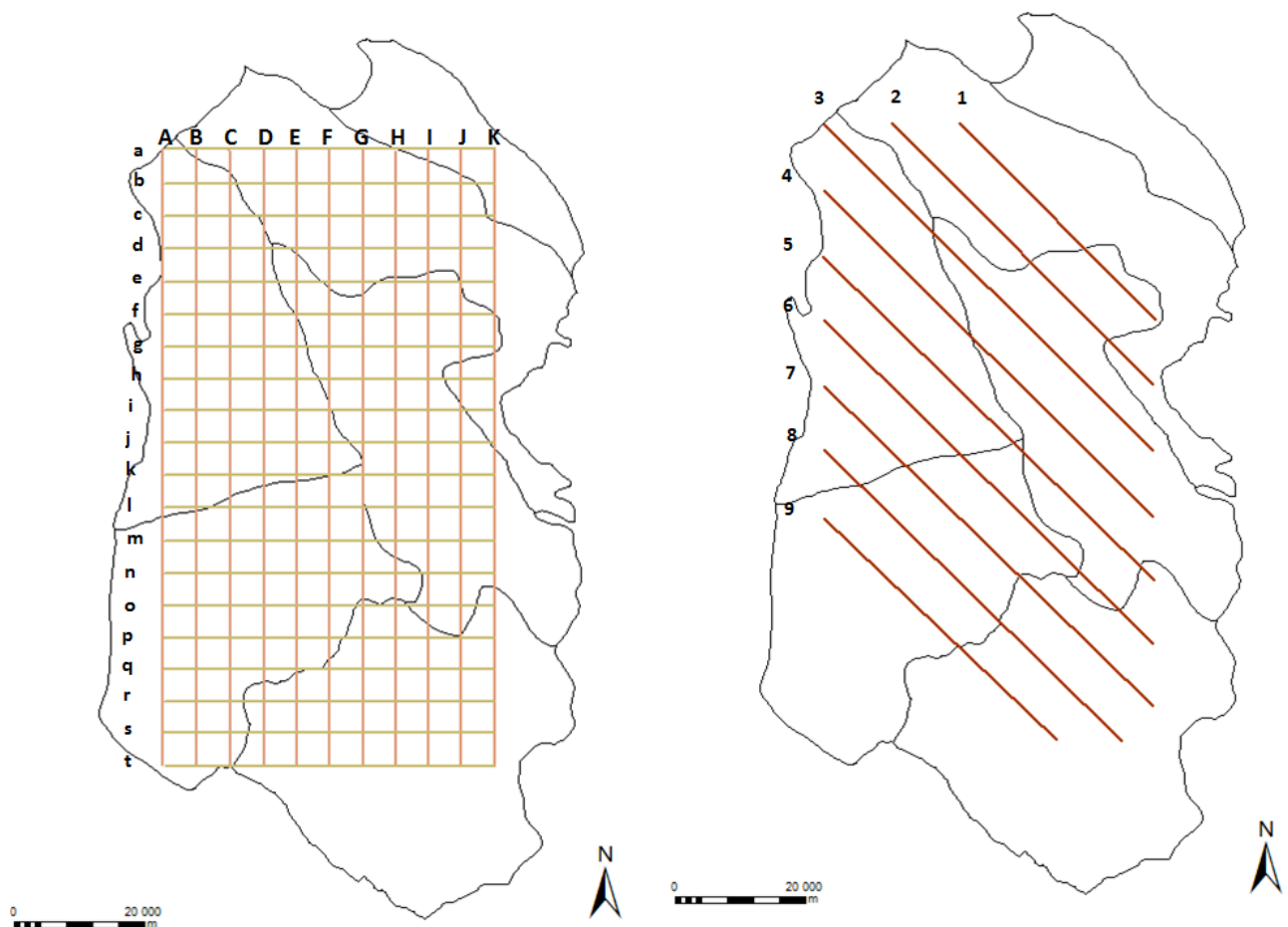
Mintaterületeim három léptékben kerültek kijelölésre, mindhárom méretarányban némileg eltérő vizsgálatokat végeztem. Tágabb értelemben vett mintaterületem a Duna-Tisza köze hat kistája (2. ábra). Ezután részletesebben elemeztem a Duna-Tisza köze északnyugati részén található Kiskunsági homokhátat. Végül itt választottam ki két akkumulációs mezőt Tatárszentgyörgy és Orgovány mellett, amelyeket további geoinformatikai eszközökkel értékeltem.



**2. ábra: Vizsgált mintaterületek a Duna-Tisza köze hat kistája (piros vonallal jelölt), a Kiskunsági homokhát (sraffozott) és a Tatárszentgyörgy és Orgovány melletti akkumulációs mezők (piros kitöltés)
(forrás: Google Earth)**

5. Vizsgálati módszerek

A mintaterületeken végzett vizsgálatok alapja a DDM-50, illetve az 1:10000-es méretarányú topográfiai térkép volt. A DDM raszteres állományt, valamint helyenként a bedigitalizált szintvonalakat használtam fel a különböző geoinformatikai eszközök lefuttatásához és a részletes elemzésekhez. A vizsgálatokat ArcGIS 9.3 szofverrel végeztem. Elsőként a Duna-Tisza közén – mely tágabb értelemben vett vizsgálati területem – készítettem egy rácsháló mentén keresztmetszeteket (3-4. ábra).



3. ábra: Az észak-déli (A-K) és nyugat-keleti (a-t) irányú metszetek felvételének helye

4. ábra: Az északnyugat-délkeleti (1-9) irányú metszetek felvételének helye

Az egyes egyenesek, melyek mentén a metszetek felvételre kerültek, egymástól 5 km-re helyezkednek el. Az észak-déli irányúak (A-K) hossza minden esetben 95 km, a nyugat-keletieké (a-t) pedig 50 km. Az egyenlő hosszak révén a kapott görbék jobban összehasonlíthatóvá válnak. Emellett kijelöltem még 9 darab átlós metszetet, északnyugat-délkeleti irányban (42-70 km hosszúságúak). Ezt azért tartottam fontosnak, mert a területre jellemző uralkodó szélirány a formák elhelyezkedése alapján nagyjából ÉNy-i volt, tehát ezeken a metszeteken rajzolódhatnak ki leginkább a pozitív és negatív (akkumulációs és eróziós) formacsoportok, a szintkülönbségi értékek alapján. A három különböző irányban felvett, összesen 40 darab metszet révén általános képet kaphattam a Duna-Tisza közének felszíni viszonyairól.

A metszetek után a további vizsgálatokat a szűkebb értelemben vett mintaterületemen, a Kiskunsági homokháton végeztem. Elsőként az akkumulációs és eróziós térszínek arányát határoztam meg. Ehhez kijelöltem az összefüggő akkumulációs illetve eróziós területeket, poligonokkal lefedve, majd megkülönböztetve eróziós („E”) vagy akkumulációs („A”) jellegüket (21. ábra). A lehatárolás elsősorban a domborzati adottságokon alapszik, de figyelembe vettem a rétek és erdők elhelyezkedését is. Egyrészt a szintvonalak segítségével jól körülhatárolhatóak a nagyobb, közel sík felszínű zárt mélyedések, amelyeket rendszerint szántók és rétek borítanak, másrészt a szintvonalak sűrűsödése a buckákkal sűrűn tagolt felszínekre utal, amelyre gyakran erdőt ültettek. Ezután az egyes poligonok felszínének kiszámításával, majd az egyes típusok („E” és „A”) területének összegzésével meghatározhatóvá vált az akkumulációs és eróziós térszínek aránya a teljes területhez viszonyítva valamint egymáshoz képest is.

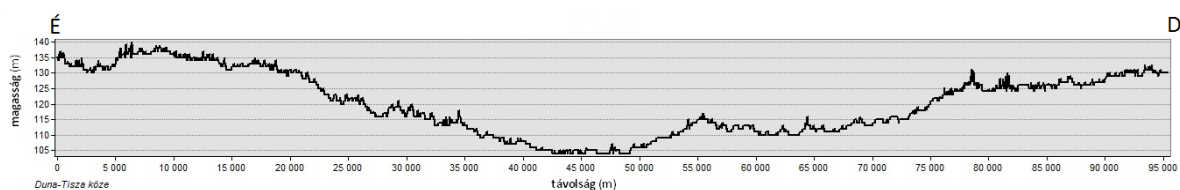
A további részletes vizsgálatokhoz a Kiskunsági homokháton belül két nagyobb akkumulációs mezőt választottam, melyeket a 21. ábrán kék határvonallal emeltem ki. Ezek szintvonalait az 1:10000-es méretarányú topográfiai térkép alapján bedigitalizáltam. Ezt követően ezeken is keresztmetszeteket készítettem, majd megvizsgáltam az akkumulációs mezők lejtőkategória és lejtőkitettség viszonyait. Mindkét esetben a szoftver végez számításokat, melyek során a szomszédos pixelek értékeit megfelelő algoritmusok szerinti hasonlítja össze, és ennek eredményei kerülnek megjelenítésre a kapott értékek típusától függő jelkulccsal. Ezen kívül a lejtőkategóriánál és a lejtőkitettségnél a hisztogramok, illetve a szoftver egyéb beépített statisztikai funkciói (pl. értékek maximuma, minimuma, átlaga és szórása) további összehasonlításokat tettek lehetővé.

6. Eredmények

A kapott eredményeket három különböző léptékben dolgoztam fel és értékeltem. Ez a felosztás volt az alapja az általam alkalmazott vizsgálati módszerek leírásának is. Az első szint a Duna-Tisza köze, ezen belül is az az 50x95 km-es terület, amelyeken a keresztmetszeteket felvettem. Ezt követi a Duna-Tisza közének egyik kistája, a Kiskunsági homokhát eolikus formáinak áttekintő jellemzése. Végül a részletesebb vizsgálatok segítségével összehasonlítom a Kiskunsági homokhát két nagyobb akkumulációs mezőjét, az azonosságok és különbségek részletes vizsgálata érdekében.

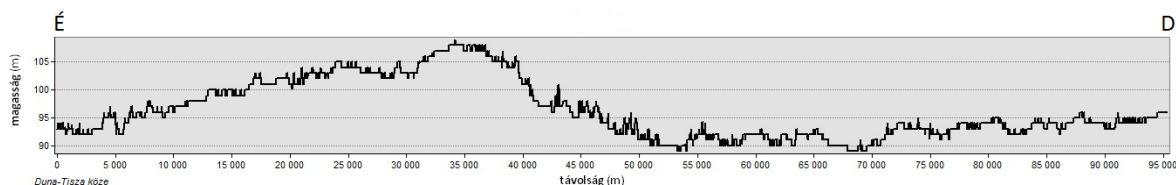
6.1 A Duna-Tisza közének áttekintő geomorfológiai jellemzése

Az *észak-déli irányú metszetek* azt mutatják, hogy a Dunától kelet felé távolodva egyre változatosabbá válik a felszín, bár a tengerszint feletti magasságok értéke a teljes Duna-Tisza közére nézve a 85-150 m-es tartományban marad. A legfontosabb sajátosság azonban a kirajzolódó kettős maximum a tengerszint feletti magasságokban (5. ábra).



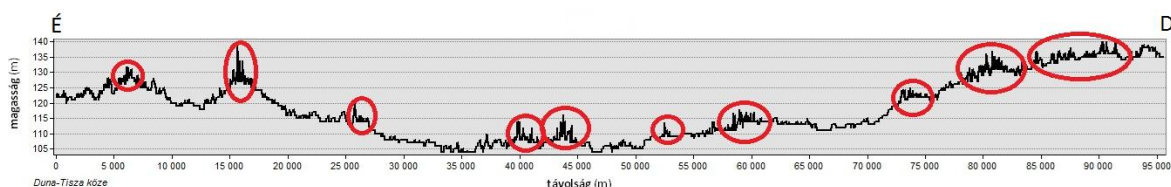
5. ábra: Észak-déli irányú metszet a kirajzolódó kettős maximummal a tengerszint feletti magasságban (D metszet)

Az egyik magasabb felszín a terület északi felén alakult ki, valószínűleg a Duna-Tisza közének hordalékkúp eredetére visszavezethető sajátosságként. A másik pedig a déli, elsősorban inkább a délnyugati részen, Illancs felé ugyanis a keresztmetszetek tanúsága szerint kelet felé egyre kevésbé markáns ez a maximum (6. ábra). Ennek a kiemelt térszínnek a létrejötte már inkább a homokmozgásokhoz kötődhet, hiszen a hordalékkúpok általános lejtésével ellentétes irányban lejt. Kialakulását tehát az eolikus felszínformálási időszakok során az északnyugati szelek által kifújott jelentős mennyiségű homok itt, azaz a Duna-Tisza közének délnyugati részén történő akkumulálódása magyarázhatja.

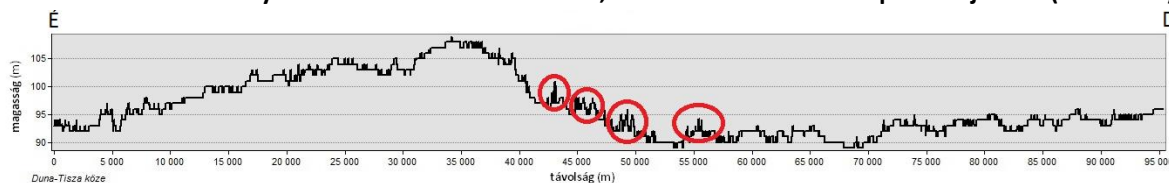


6. ábra: Észak-déli irányú metszet a Duna-Tisza közének keleti részéről (J metszet)

Az egyes metszeteket részletesebben megvizsgálva kirajzolódnak a nagyobb akkumulációs mezők a Duna-Tisza közén. Bejelöltem azokat a területeket, ahol 1 km-en belül legalább 5 m-es szintkülönbség fordult elő a keresztmetszeteken. A metszeteket egymással összevetve kiderült, hogy nagyobb kiterjedésű akkumulációs mezők elsősorban a terület nyugati felén fordulnak elő (7- 8. ábra). Míg a nyugati oldalon felvett C-jelzésű metszeten rendkívül sok akkumulációs mező különíthető el, nem csak a kiemelt felszíneken, hanem csaknem egyenletesen, addig például a J-vel jelöltön, ami az egyik legkeletebbi, találhatóak ugyan helyenként a megadott szintkülönbség-ingadozással jellemezhető felszínek, de miután ezeket a raszteres állományon részletesebben is megvizsgáltam, eolikus eredetük megkérdőjelezhetővé vált. Így ezek a formák feltehetőleg valamilyen egyéb felszínformáló erő hatását (is) tükrözik, pl. fluviális vagy emberi tevékenység, így az eolikus hatások kevésbé érvényesülnek.



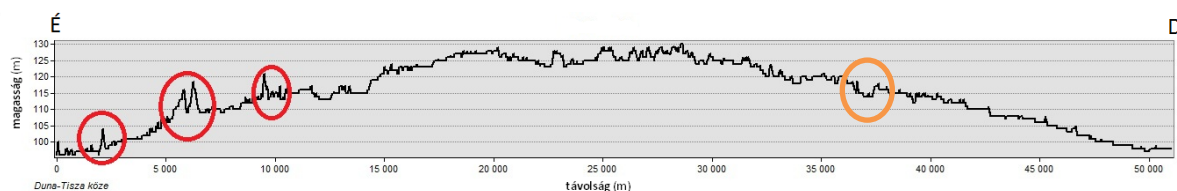
7. ábra: Észak-déli irányú metszet a Duna-Tisza közén, az akkumulációs mezők pirossal jelölve (C metszet)



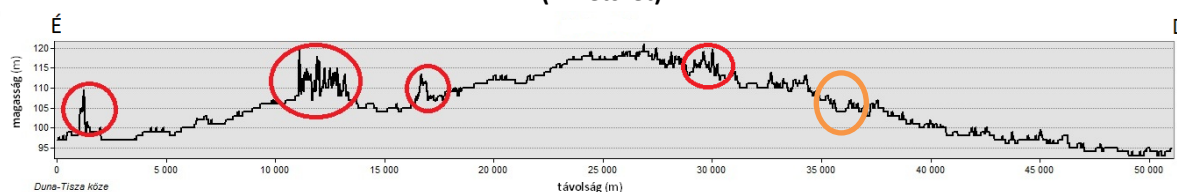
8. ábra: Észak-déli irányú metszet a Duna-Tisza közén, az élénkebb domborzatú felszínek pirossal jelölve (J metszet)

A nyugat-keleti irányban felvett metszetek már szabályosabb, domború felszínt rajzolnak ki, mely a terület hordalékkúp-eredetét, illetve a középső rész megemelkedését szintén mutatja (PÉCSI 1967) (9- 10. ábra). Helyenként megfigyelhetők kisebb, tál alakú mélyedések, melyek lehetnek egykori Ős-Duna medrek vagy nagyobb deflációs laposok is.

Ezeket az f és j jelzésű metszeteken narancssárgával jelöltem (9-10. ábra). Az akkumulációs mezők említett nyugati sűrűbb előfordulását több nyugat-keleti irányú metszet is alátámasztja, ugyanis a buckacsoportok jól körülhatárolhatóan rajzolódnak ki szinte minden esetben.

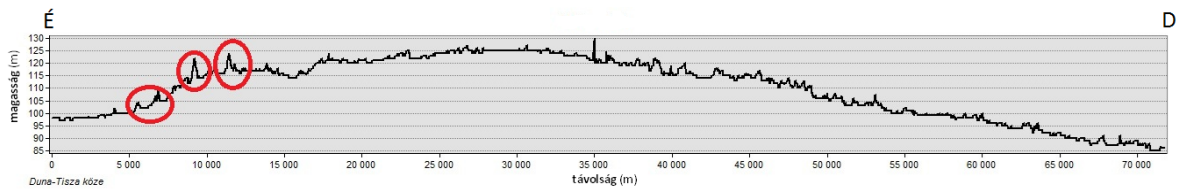


9. ábra: Nyugat-keleti irányú metszet a Duna-Tisza közén, az akkumulációs mezők pirossal jelölve (f-metszet)

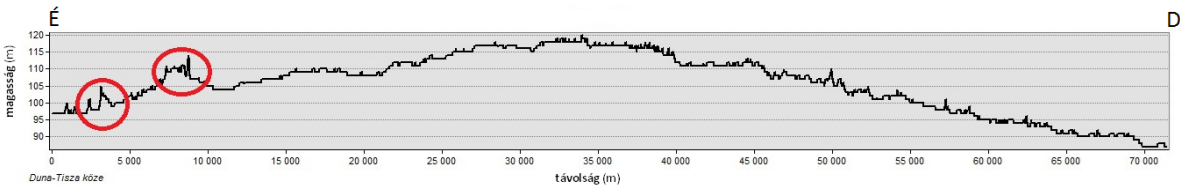


10. ábra: Nyugat-keleti irányú metszet a Duna-Tisza közén, az akkumulációs mezők pirossal jelölve (j-metszet)

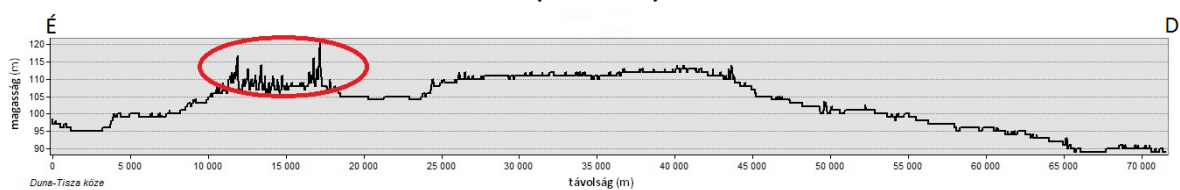
Az északnyugat-délkeleti irányú metszeteket, az észak-déli, illetve nyugat-keleti elhelyezkedésű metszetek által kijelölt területen vettem fel. Éppen ezért, mivel a terület észak-déli kiterjedése nagyobb, mint a kelet-nyugati, itt már nem egyenlő hosszúságúak az egyes keresztmetszetek. A legdélebbi kivételével, az 1-8. számú metszetek egyértelműen délkeleti irányú lejtést rajzolnak ki a Duna-Tisza közére nézve (11-13. ábra), alátámasztva ezzel a hordalékkúp-jelleget, amit már a másik két irányban készített keresztmetszetek is jól kivehetően igazoltak. A legdélebbi 9. metszet (14. ábra) valószínűleg csak amiatt nem ilyen rajzolatú, mert a hossza nem éri el az előtte felvettekét, és így a délkeleti lejtésű terület pixeleinek vizsgálatára már nem került sor. Ezeken, az uralkodó szélirányban felvett keresztmetszeteken a Duna-Tisza közének nyugati felén található akkumulációs mezők szintén jól kivehetőek, elsősorban a 4-6. metszeteken (11-13. ábra). Ezeknek a metszeteknek az első fele a Kiskunsági homokhát területére esik, ahol további geoinformatikai vizsgálataim is igazolják a kiterjedt akkumulációs mezők jelenlétét, akár csak az észak-déli és nyugat-keleti irányú metszetek.



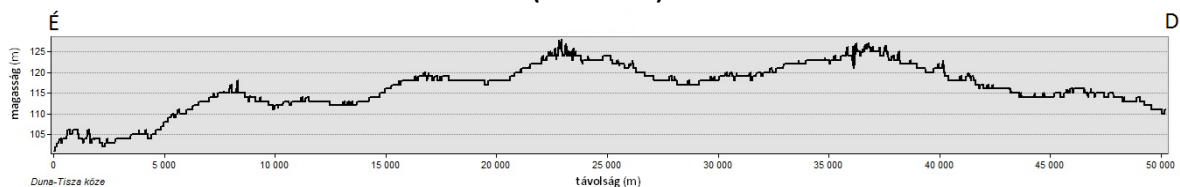
11. ábra: Északnyugat-délkeleti irányú metszet a Duna-Tisza között, az akkumulációs mezők pirossal jelölve (4-metszet)



12. ábra: Északnyugat-délkeleti irányú metszet a Duna-Tisza között, az akkumulációs mezők pirossal jelölve (5-metszet)

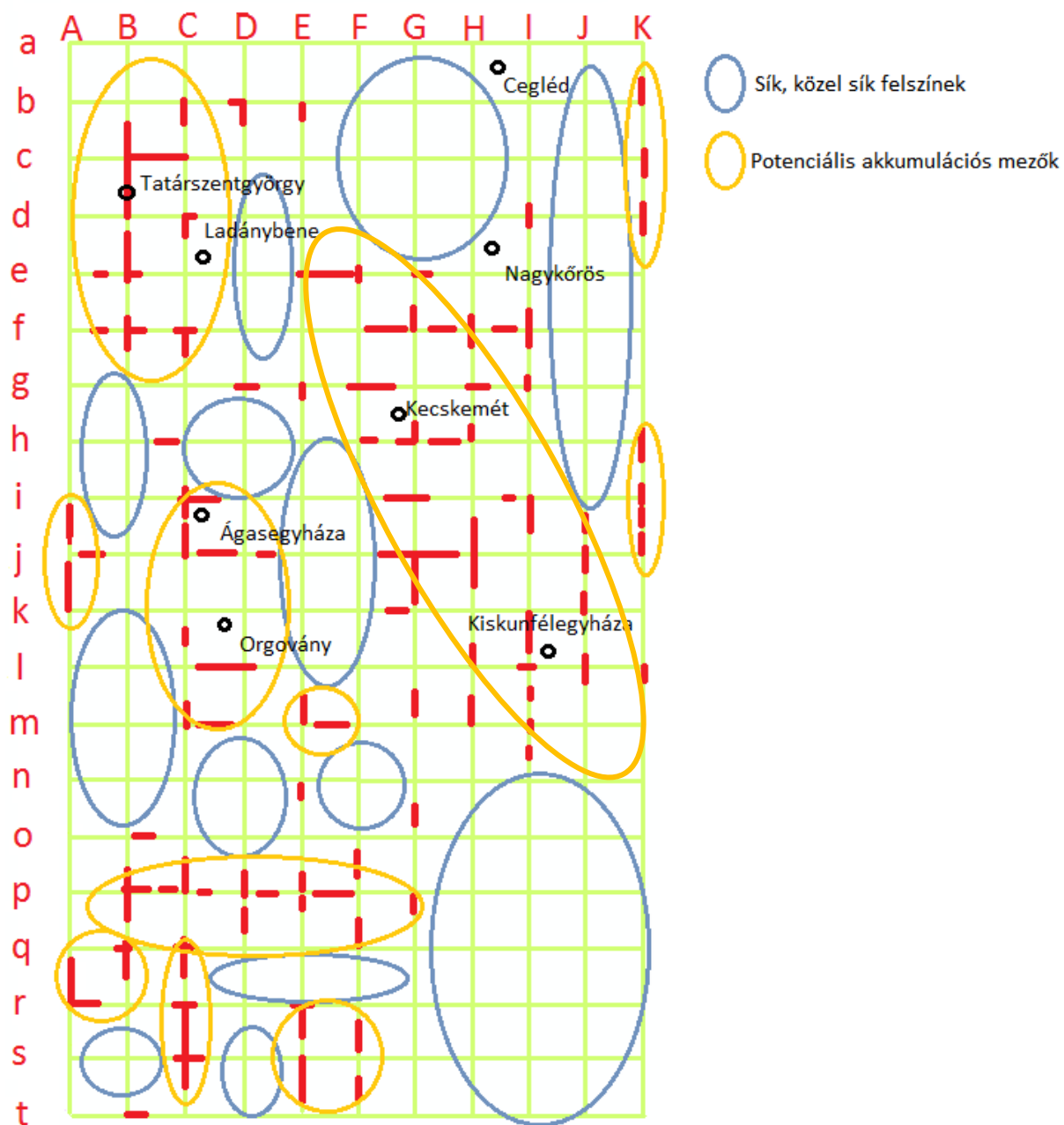


13. ábra: Északnyugat-délkeleti irányú metszet a Duna-Tisza között, az akkumulációs mezők pirossal jelölve (6- metszet)



14. ábra: Északnyugat-délkeleti irányú metszet a Duna-Tisza között, mely az általános délkeleti lejtéstől kissé eltérő görbét rajzol ki (9-es metszet)

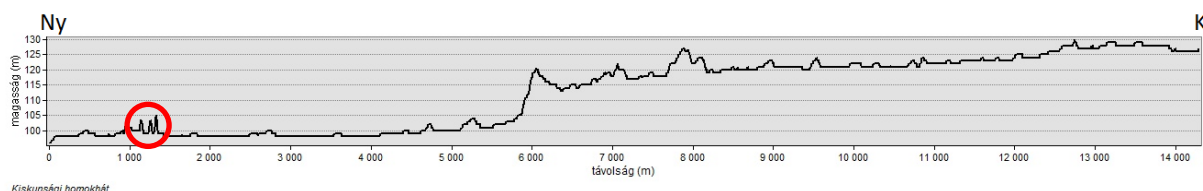
A 15. ábrán áttekinthetők az észak-déli és nyugat-keleti irányú keresztmetszetek által együttesen kirajzolt akkumulációs mezők. A lehetséges akkumulációs mezők lehatárolása után például egyértelműen kitűnik a Kiskunsági homokhátnak megfelelő területen megjelölt számos ilyen 5 m/ 1 km-es szintkülönbséggel rendelkező felszín. Ezek ténylegesen akkumulációs mezők, ahogy azt a raszteres állomány alapján ellenőriztem. Mivel ez a részletesebb elemzések alapjául szolgáló mintaterületem is, ezért további jellemzőkkel is igazolni tudtam ezt a feltevést (6.2 fejezet). Azonban a rácsháló keleti felén, például Kecskemét és Kiskunfélegyháza környéke, ahogy azt már korábban említettem, feltehetően nem akkumulációs mezőket reprezentálnak a bejelölt részek. Tehát itt a szintkülönbségeknek feltehetően valamilyen egyéb oka van, például egykori dominánsabb fluvialis tevékenység.



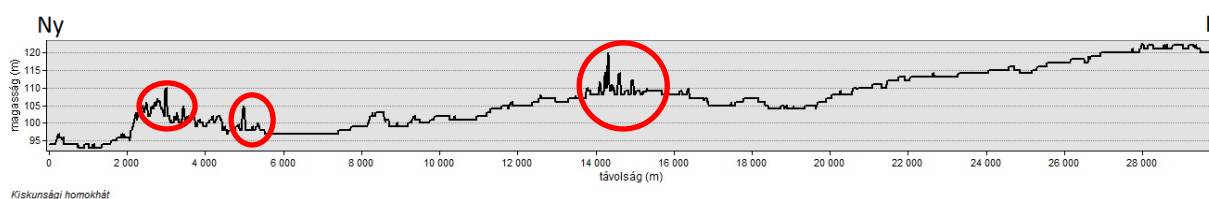
15. ábra: A keresztmetszetek alapján kijelölt összefüggő akkumulációs területek, ahol a szintkülönbség legalább 5 m/1 km

6.2. A Kiskunsági homokhát áttekintő geomorfológiai jellemzése

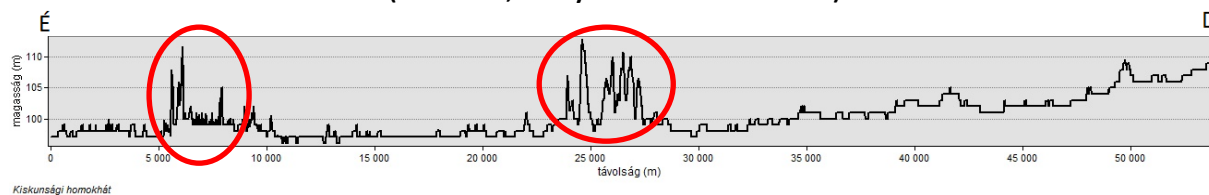
A szűkebb értelemben vett mintaterületem, a Duna-Tisza nyugati felén található Kiskunsági homokhát. A Duna-Tisza közének és a Kiskunsági homokhátnak a hasonlóságait valamint a köztük való eltéréseket támasztja alá a digitális állomány alapján létrehozott szintvonalas réteg, melyen jól kivehetőek a lapos területek, továbbá az akkumulációs és eróziós térszínek arányának meghatározása is könnyebb. A Kiskunsági homokhát területén is felvettem néhány keresztmetszetet (16-19. ábra), amelyek azt mutatják, hogy a térszín két egységre bontható. Ami a tengerszint feletti magasságokat illeti, az I. sávnak megfelelő területeken 100 m körül alakul az értéke, ami 15-20 m-rel legalább alacsonyabb a II. sávéhoz képest (16-17. ábra). A terület déli része felé haladva a szintkülönbség továbbra is fennáll, bár a II. sáv dél felé történő alacsonyodása miatt a mértéke fokozatosan csökken (18-19. ábra).



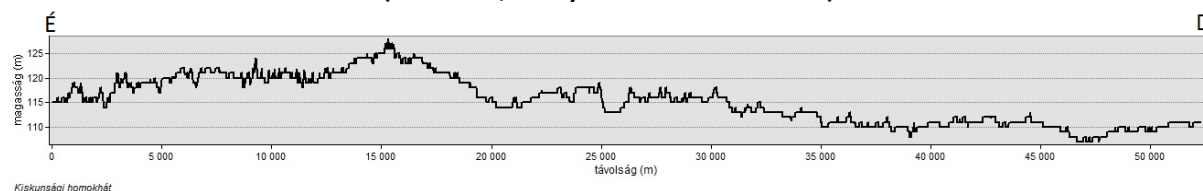
16. ábra: Nyugat-keleti irányú metszet a Kiskunsági homokháton, akkumulációs mezők pirossal jelölve (1-metszet, elhelyezkedése ld. 20. ábrán)



17. ábra: Nyugat-keleti irányú metszet a Kiskunsági homokháton (2-metszet, elhelyezkedése ld. 20. ábrán)



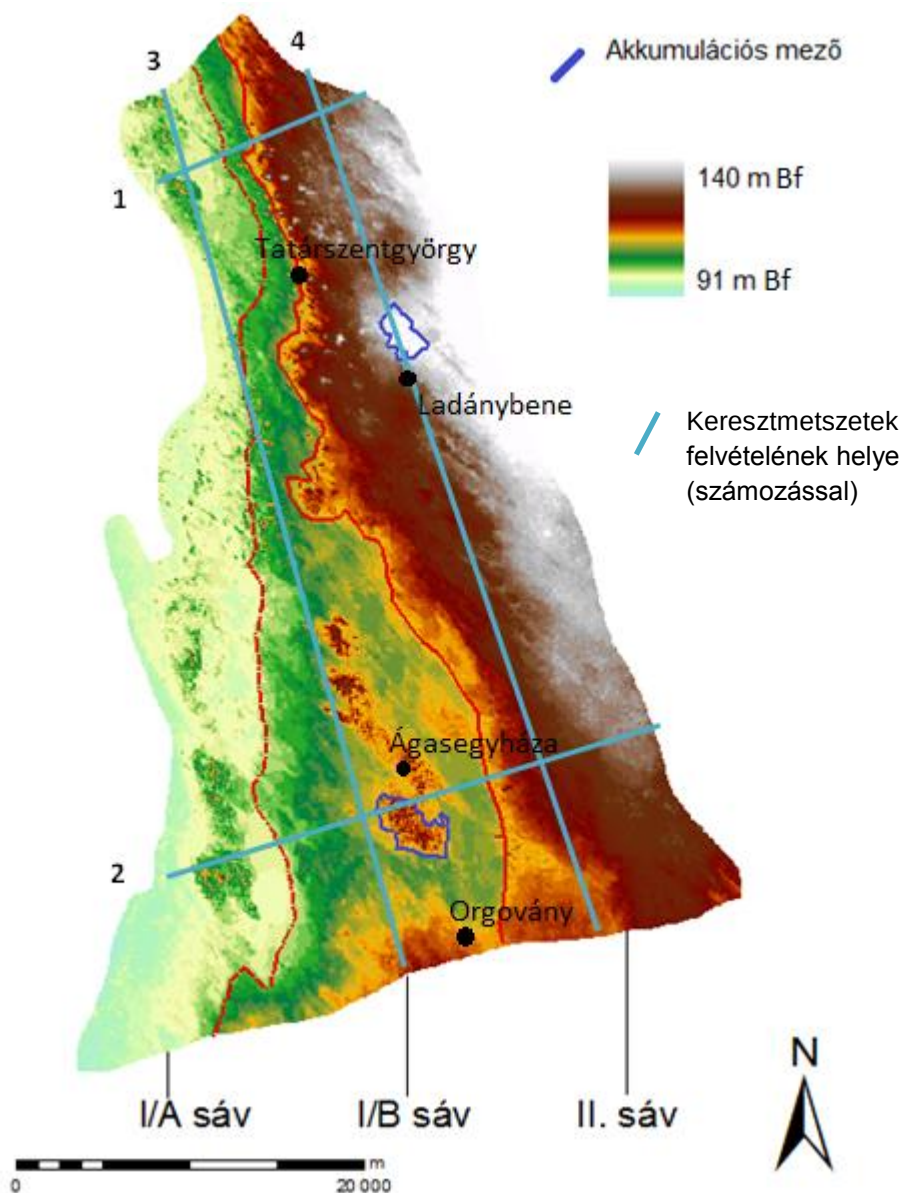
18. ábra: Észak-déli irányú metszet a Kiskunsági-homokháton (3-metszet, elhelyezkedése ld. 20. ábrán)



19. ábra: Észak-déli irányú metszet a Kiskunsági-homokháton (4-metszet, elhelyezkedése ld. 20. ábrán)

A Kiskunsági homokháton felvett keresztmetszetek futása bizonyos mértékig hasonló a teljes Duna-Tisza közére készített görbékhez. Azaz itt megtalálható a terület déli részén egy magasabb térszín (18. ábra), illetve a terület nyugati fele alacsonyabb tengerszint feletti magasságértékekkel jellemezhető.

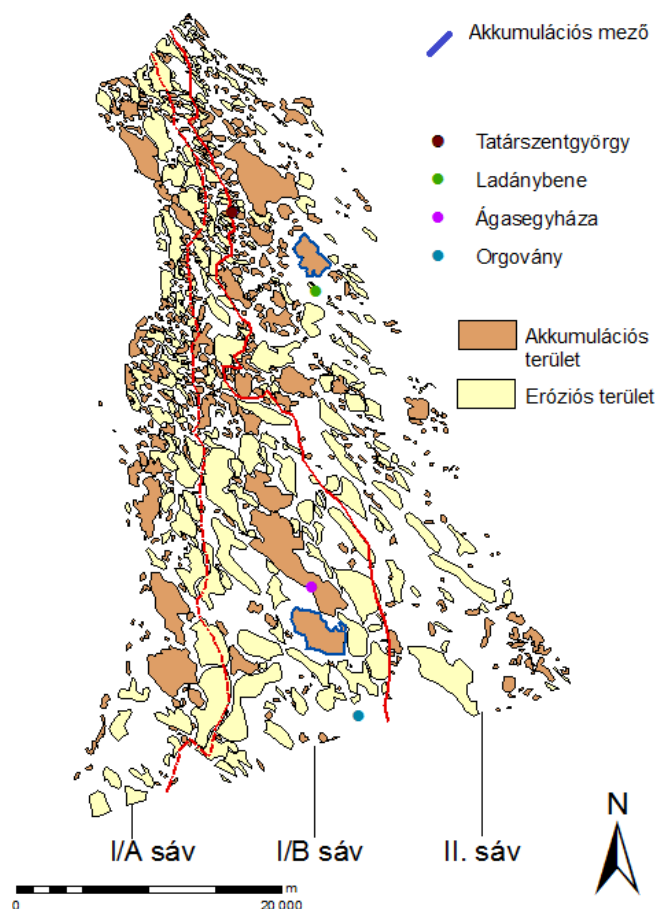
A keresztzelvények és a raszteres állomány magassági színezése alapján két, jól elkülönülő részre oszthatjuk a területet (20. ábra I és II. sávjai). Bár található még egy másodlagos választóvonal is, ezt szaggatotttal jelöltem (20. ábra: I/A és I/B sáv), de ez nem jelent markáns különbséget a homokhát felszínének morfológiai jellemzőiben.



20. ábra: A részletesen vizsgált Kiskunsági homokhát magassági viszonyai. A domborzat alapján három részre osztható a terület. A további vizsgálatokhoz kiválasztott két akkumulációs mező a homokhát két különböző felét reprezentálja

Nyugat-keleti kiterjedésben a legnagyobb szintkülönbség a Kiskunsági-homokháton nem éri el a 30-40 métert. A Dunához közelebb fekvő I. sávban nagyobb a kiterjedt lapos térszínnek aránya (a terület 30%-a) és a buckák legtöbbször elszórtan helyezkednek el, szélbarázdákkal és maradékgerinckekkel kísérve. Összefüggőbb, akár 4-5 km átmérőjű akkumulációs mezők (a terület 17,5%-a) csak a terület déli részén fordulnak elő. A Dunától távolabb lévő, kiemelt II. sávban szintén előfordulnak akkumulációs mezők (a terület 14%-a), de ezek valamennyivel kisebbek (átmérőjük 0,5-1 km), ugyanakkor bennük a buckák sokkal sűrűbben helyezkednek el. A Duna-Tisza közének ezen a keleti felén (II. sáv) a formák és formacsoportok eloszlása egyenletesebb, az elszórt buckák és a hatalmas deflációs laposok ritkábbak. Az I/B és II. sáv közt húzódó határsávban elsősorban szélbarázdák és maradékgerincek fordulnak elő, szabályosan északnyugat-délkeleti irányban.

Az Kiskunsági homokhát eróziós és akkumulációs területeinek arányát meghatározva kiderült, hogy összterületének 23%-a az eróziós, 16%-a pedig az akkumulációs térszínhez sorolható. Azonban, az eróziós foltok jóval összefüggőbbek (különösen az I. sávban), mint a szétszórtan elhelyezkedő, főleg homokbuckákból álló akkumulációs területek (21. ábra).



21. ábra: Akkumulációs és eróziós területek a Kiskunsági homokháton

A már említett I. és II. sáv választóvonala mentén elhelyezkedő szélbarázda–maradékgerinc formakomplexumoknál megfigyelhető, hogy minél délebbre helyezkednek el a területen belül, méretük általánosságban annál nagyobb. A Kiskunsági homokhát területének fennmaradó része, azaz körülbelül fele egyrészt átmeneti formának tekinthető, azaz nem különíthető el határozottan akkumulációs illetve eróziós volta, másrészt pedig nem feltétlenül tekinthető csupán eolikus felszínformálás által érintett területnek.

A Duna-Tisza közének leggyakoribb formájaként BORSY (1977a) a szélbarázda–garmada–maradékgerinc formaegyüttest írta le. A már említett módon, legtöbbször az I. és II. sávot elválasztó görbe mentén található, arányuk – a többi homokformáéval összevetve – számottevő. Emellett a szintén BORSY (1977a) által is említett, rendkívül nagy kiterjedésű, szinte teljesen lapos, deflációs eredetű mélyedések jelenléte is egyértelműen igazolható. Ezeknek a deflációs laposoknak az átmérője az általam vizsgált területen átlagosan 1-2 km körül alakul, de néhány esetben akár a 4-5 km-es átmérőt is elérhetik. Azonban a nagyobb méretű deflációs laposok felszíne már kevésbé egyenletes. A harmadik jellegzetes, nagyobb kiterjedésű eolikus eredetű forma az akkumulációs mező (BORSY 1977a). Ennek mérete az 1-2 km-esről akár 7-8 km-es átmérőig is terjedhet, és alakjuk valóban szabálytalannak mondható. Ezek mellett az általánosan előforduló formák mellett elszórtan felismerhetőek még fejletlen nyugati szárú buckák is.

Az akkumulációs és eróziós foltok méretét a homokhát területén kijelölt sávokban összehasonlítottam (I. táblázat). A táblázatból egyértelműen igazolódik, hogy az I. sávban az erózióval jellemezhető felszínek nagyobb kiterjedésűek, átlagos területük több mint kétszerese a II. sávban találhatóknak. Ami az akkumulációs felszíneket illeti, összterületük a II. sávban a legnagyobb, átlagos méretük viszont a legkisebb, tehát a II. sávban az akkumulációs mezők jóval fragmentáltabbak.

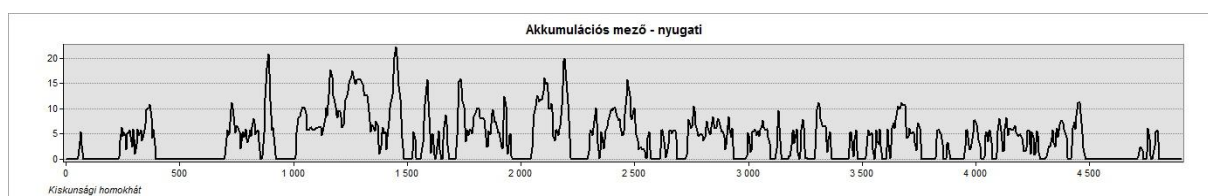
1. táblázat: A Kiskunsági homokhát egyes részein előforduló eróziós és akkumulációs foltok területének (ezer m²) alakulása

foltméret	I/A sáv		I/B sáv		II. sáv	
	<i>Eróziós folt</i>	<i>Akkumulációs folt</i>	<i>Eróziós folt</i>	<i>Akkumulációs folt</i>	<i>Eróziós folt</i>	<i>Akkumulációs folt s</i>
minimum	92,7	7,9	104,3	8,0	14,8	8,5
maximum	10408,9	9502,1	9746,2	18689,7	11231,4	13744,6
átlag	1579,6	369,3	1574,3	545,3	648,1	308,1
Összes terület	86880,5	66116,9	122800,7	56168,8	73237,9	78580,0

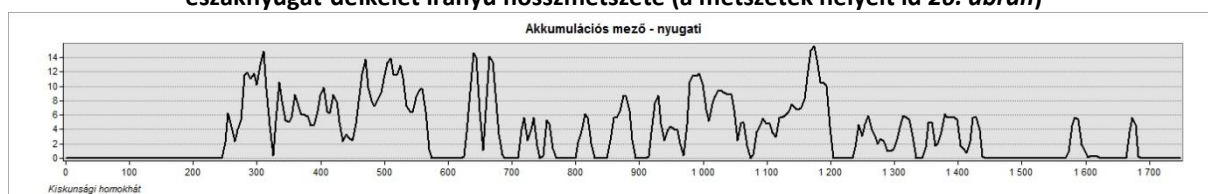
6.3. Két akkumulációs homokmező összehasonlítása a Kiskunsági homokháton

A részletesebb elemzéshez a Kiskunsági homokhát I-II. sávjából egy-egy nagyobb akkumulációs mezőt választottam ki véletlenszerűen (21. ábra), s ezeken a mintaterületeken értékeltem tovább a domborzatot.

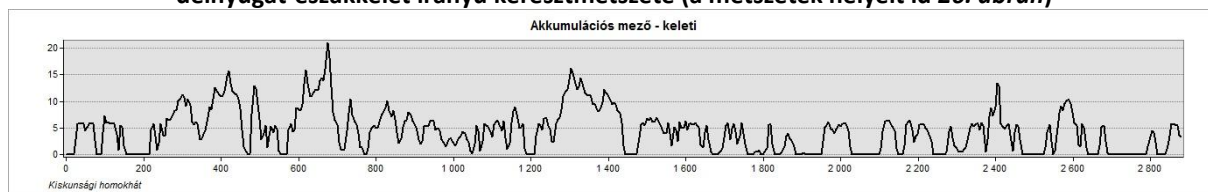
Első lépésként – hasonlóan a korábbi vizsgálatokhoz – először a két akkumulációs mezőről hossz- illetve keresztmetszeteket készítettem (26-27. ábra). A Kiskunsági homokhát nyugati felén, Orgoványtól északra található akkumulációs mezőről egy hossz- és egy keresztmetszetet készítettem (22-23. ábra). A nagyjából északnyugat-délkeleti irányban készült hosszmetszeten látszik a formák délkelet felé történő alacsonyodása, míg a keresztmetszeten (mely a hosszmetszetre merőlegesen került felvételre) élesen kirajzolódnak az akkumulációs mező buckái. Ez a metszet is délkelet felé egyre alacsonyabb tengerszint feletti magassági értékeket mutat, tehát hasonló jelenség figyelhető meg kisebb léptékben, mint ami a jóval nagyobb Duna-Tisza közén felvett egyező irányú metszetek alapján.



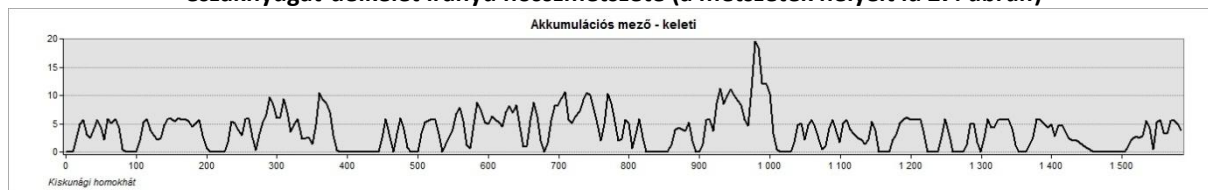
22. ábra: A Kiskunsági homokhát I. sávjában, Orgoványtól északra található akkumulációs mező északnyugat-délkelet irányú hosszmetszete (a metszetek helyeit ld 26. ábrán)



23. ábra: A Kiskunsági homokhát I. sávjában, Orgoványtól északra található akkumulációs mező délnyugat-északkelet irányú keresztmetszete (a metszetek helyeit ld 26. ábrán)



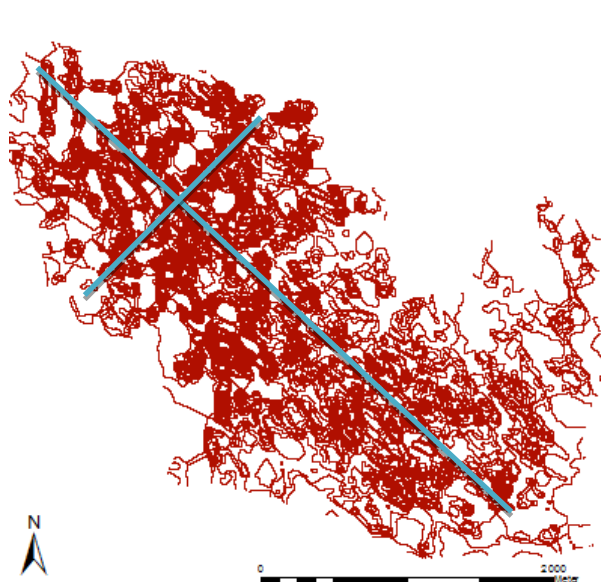
24. ábra: A Kiskunsági homokhát II. sávjában, Tatárszentgyörgytől délre található akkumulációs mező északnyugat-délkelet irányú hosszmetszete (a metszetek helyeit ld 27. ábrán)



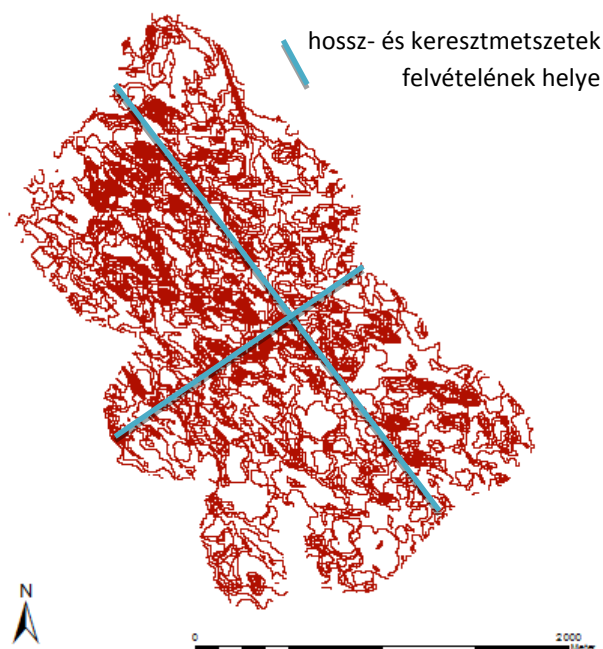
25. ábra: A Kiskunsági homokhát II. sávjában, Tatárszentgyörgytől délre található akkumulációs mező délnyugat-északkelet irányú keresztmetszete (a metszetek helyeit ld 27. ábrán)

A homokhát magasabban fekvő, II. sávjában, a keleti oldalon, Tatárszentgyörgytől délre található akkumulációs mezőt is megvizsgáltam (24-25. *ábra*). Itt az északnyugat-délkelet irányú hosszmetsetnél nem figyelhető meg a nyugati mezőhöz hasonló, egyértelmű délkeleti irányú tengerszint feletti magasságsökkenés. Mindössze négy kiugró magasságú bucka van, a többi pedig közel azonos magasságú.

Ha megvizsgáljuk a mintaterületeket részletesebben, akkor az tapasztalható, hogy az Orgoványtól északra található akkumulációs mezőn (26-27. és 32-33. *ábra*) a buckák alakja szabályosabb, és jóval sűrűbben helyezkednek el (31 db/km^2), mint a homokhát keleti sávjából példaként vett, Tatárszentgyörgy melletti akkumulációs mezőn (20 db/km^2). A szintvonalak sűrűbb elhelyezkedéséből az is egyértelműen látszik, hogy a Kiskunsági homokhát nyugati felén található akkumulációs mezőn a buckák magasabbak (10 m szemben a tatárszentgyörgyi 5-6 m-es értékekkel), lee oldaluk pedig jóval markánsabb (26-27. *ábra*).



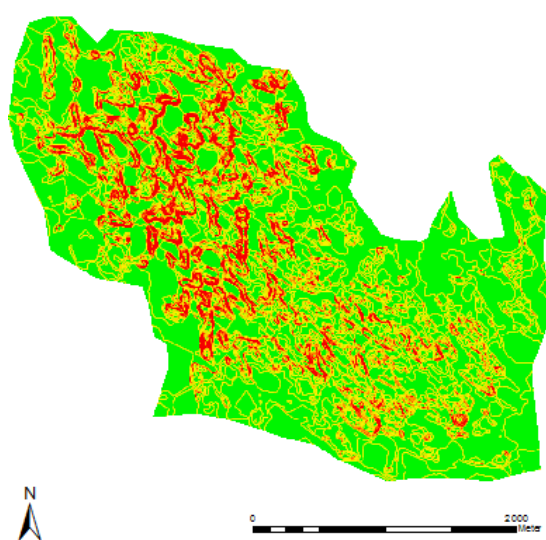
26. ábra: Akkumulációs mező szintvonalas rajza a mintaterület nyugati feléről Orgovány mellől



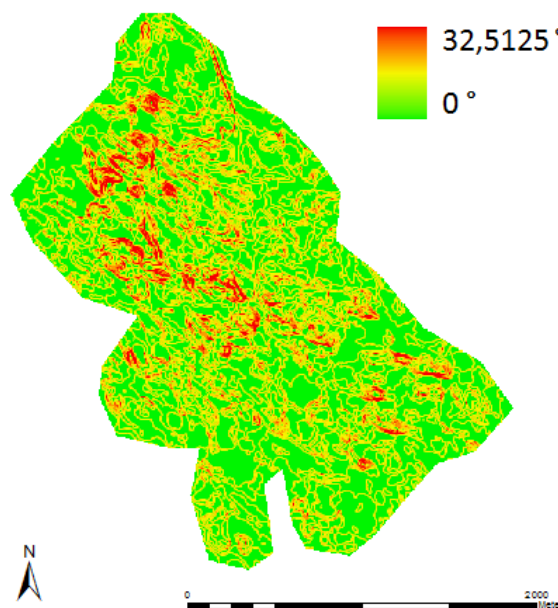
27. ábra: Akkumulációs mező szintvonalas rajza a mintaterület keleti feléről Tatárszentgyörgy mellől

A Kiskunsági homokhát nyugati felének akkumulációs mezőjén, Orgoványnál sokkal nagyobb arányban fordulnak elő meredek oldallal ($15\text{-}20^\circ$ -os lejtésű) jellemezhető buckák, mint a keleti oldalon (28-29. *ábra*). Ezen kívül, amíg az orgoványi akkumulációs mezőn egyikét kivételtől eltekintve a buckák lee oldala jóval meredekebb ($17\text{-}18^\circ$), addig a tatárszentgyörgyi mintaterületen nem figyelhető meg ez a szabályosság, több buckának az uralkodó széliránnyal szembeni oldala is a lee oldalhoz hasonló szögben lejt.

A lejtőkategória esetében a maximum érték, azaz a legnagyobb lejtés $32,5^\circ$, az általános lejtés pedig az orgoványi akkumulációs mezőn $3,33^\circ$, a tatárszentgyörgyin pedig némileg kevesebb, $3,09^\circ$. A lejtőszögek szórása magas ($4,31^\circ$) az orgoványi mezőn, míg a tatárszentgyörgyin csak $3,33^\circ$. Ez is mutatja, hogy bár a terület kicsi, a relatív szintkülönbségek az orgoványi akkumulációs mezőn nagyobbak, azaz a terület kiemelkedésekben gazdagabb, a relief tagoltabb, mint a Tatárszentgyörgy közelében találhatónál.

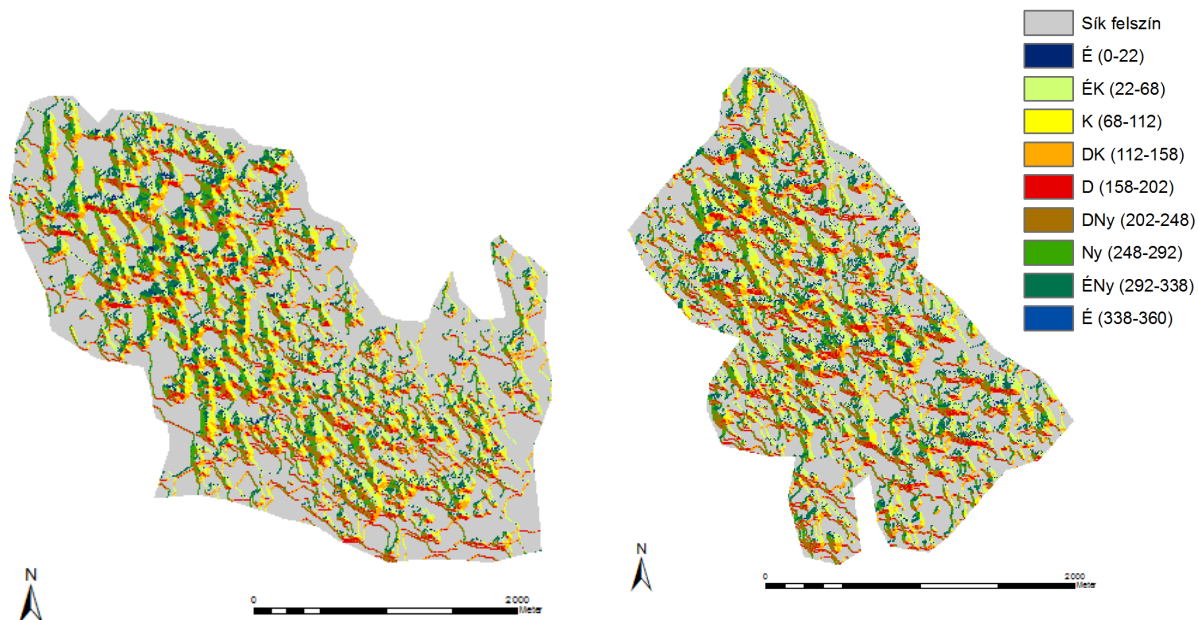


28. ábra: Lejtőkategória-térkép a mintaterület nyugati felén található, orgoványi akkumulációs mezőn



29. ábra: Lejtőkategória-térkép a mintaterület keleti felén található, tatárszentgyörgyi akkumulációs mezőn

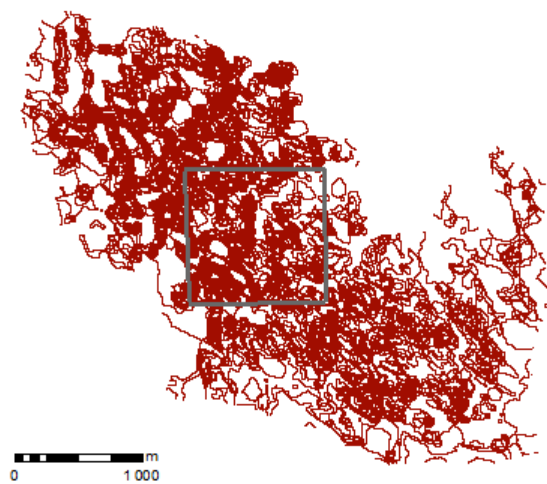
A lejtőkategória után a mintaterületek kitettségi viszonyait vizsgáltam meg. Ez a fajta színezés a buckák gerincvonalának meghatározását is megkönnyítheti. A nyugati oldal akkumulációs mezőjén a nagyobb buckák hosszabb íve a keleti irányú tartományba esik, látható a buckák közel szabályos, párhuzamos elhelyezkedése (30. ábra). Ezzel szemben a másik területen sok bucka déli kitettségű, és jóval kevesebb a keleti irányú lejtő (31. ábra). Ezek a déli lejtőjű buckák kevésbé is íveltek a nyugati terület buckáihoz képest.



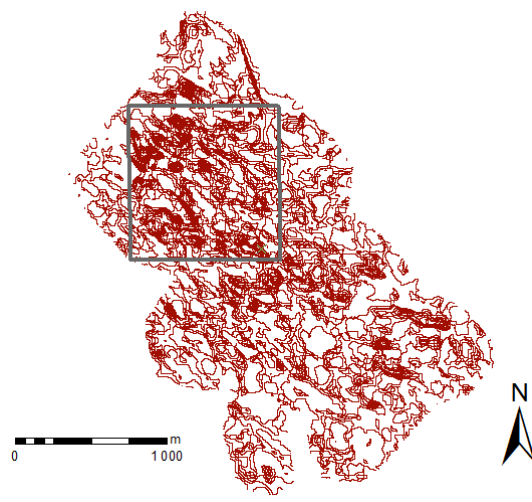
30. ábra: Lejtőkitettség térkép a nyugati oldalon található orgoványi akkumulációs mezőn

31. ábra: Lejtőkitettség a keleti oldalon található tatárszentgyörgyi akkumulációs mezőn

Egy 1x1 km-es területet határoltam le mindkét akkumulációs mezőn. Az 1 km²-en található összes buckát egy-egy poligonnal fedtem le, majd ezek összterületének kiszámításával meghatároztam a buckasűrűség százalékos értékét mindkét akkumulációs mezőre nézve. Az orgoványi akkumulációs mezőn ez 29%-nak adódott, a tatárszentgyörgyin pedig mindössze 15%-nak, ezáltal is igazolódott a korábbi felvetés a buckák sűrűbb elhelyezkedéséről a Kiskunsági homokhát akkumulációs mezőiben.



32. ábra: Az 1 km²-es terület lehatárolása az Orgoványtól északra található akkumulációs mező szintvonalas térképén



33. ábra: Az 1 km²-es terület lehatárolása az Tatárszentgyörgytől délre található akkumulációs mező szintvonalas térképén

7. Összegzés

Vizsgálataim során három eltérő méretarányban vizsgáltam a Duna-Tisza közének akkumulációs mezőit. Az elkészített keresztmetszetek segítségével megállapítottam, hogy a Duna-Tisza közének északi és déli részein magasabb felszínek fordulnak elő, kirajzolva az Ős-Duna és az Ős-Sió-Sárvíz hordalékkúp maradványát. A nyugat-keleti irányban felvett metszetek alapján pedig kitűnt, hogy elsősorban a nyugati rész jellemezhető kiterjedt akkumulációs mezőkkel. A metszeteken az 1 km-en belüli, legalább 5 m-es szintkülönbségeket megjelöltem, majd ezeket egy rácshálóra vetítettem. Így az egész mintaterületen megvizsgálhatóvá váltak a Duna-Tisza közének esetleges nagyobb akkumulációs mezői. A megadott szintkülönbségi feltételnek eleget tevő, változatos felszínű táj található többek között (az általam vizsgált orgoványi és tatárszentgyörgyi mezőkön kívül) Kecskemét és Kiskunfélegyháza körül, valamint a Duna-Tisza közének délnyugati részén.

Második lépésben, nagyobb méretarányban a Kiskunsági homokhátat vizsgáltam. A kistáj két fő részre osztható a szintkülönbségek és morfológiai jellegzetességek alapján. A terület nyugati felére jellemzőek a nagyobb akkumulációs mezők és az elszórt buckák is. Ezzel szemben a Kiskunsági homokhát magasabb, keleti felében sem a hatalmas, összefüggő akkumulációs mezők, sem a magányos, mindössze 2-3 buckából álló formacsoportok nem fordulnak elő túl gyakran. Az eróziós foltok átlagos nagysága az I. sávban $1,58 \text{ km}^2$, az akkumulációs mezők átlagos mérete $0,48 \text{ km}^2$. Ugyanezek az értékek a Kiskunsági homokhát II. sávjában alacsonyabbak, az eróziós $0,65 \text{ km}^2$, az akkumulációs pedig mindössze $0,31 \text{ km}^2$. Az akkumulációs mezők nagyobb kiterjedése a Kiskunsági homokhát nyugati felén párhuzamba állítható a Duna-Tisza közti eolikus formakincs térbeli mintázatával, ugyanis mindkét léptékben a területek nyugati fele jellemezhető kiterjedtebb akkumulációs mezőkkel.

A Kiskunsági homokhát nyugati és keleti feléről egy-egy összefüggőbb akkumulációs mezőt választottam, hogy az egyes területek sajátosságait részletesen is megvizsgáljam. Az eredményeim azt mutatják, hogy az orgoványi mintaterületen, mely a Kiskunsági homokhát I. sávjában található, az akkumulációs mező buckái szabályosabb elrendeződésűek. Itt a buckák sűrűbben (31 db/km^2 szemben a II. sáv akkumulációs mezőjének 20 db/km^2 -es értékével), valamint közel azonos irányba rendeződve helyezkednek el, a II. sáv akkumulációs mezőinek szabálytalan eloszlásával és elhelyezkedésével szemben. Érdekesség, hogy az Orgoványtól északra kijelölt akkumulációs mezőn a hosszmeteszet délkelet felé egyre alacsonyabb tengerszint feletti magassági értékeket mutat, tehát hasonló jelenség figyelhető meg kisebb

léptékben, mint ami a jóval nagyobb Duna-Tisza közén felvett egyező irányú, uralkodó szélirányban felvett metszetek alapján.

Összességében tehát nemcsak a duna-tisza közti eolikus felszínformák térbeli mintázatának, de kistáj-szintű, illetve lokális léptékű jellegzetességek feltárása is lehetővé vált. A párhuzamok egyrészt a táji mintázatban ismerhetők fel (Duna-Tisza köze és Kiskunsági homokhát), másrészt a tengerszintfeletti magasságok uralkodó szélirányban vett relatív alakulásában (Duna-Tisza köze és orgoványi akkumulációs mező).

Irodalomjegyzék

- Antal J.** 2010: Az Orgoványi Tájvédelmi Körzet központi helyén egy garmada kormeghatározása optikai lumineszcens módszerrel. Diplomamunka, SZTE-TTIK, TFGT, p. 50.
- Borhidi A.** 2003: Magyarország növénytársulásai. Akadémiai Kiadó. Budapest, p. 610.
- Boros Á.** 1958: A magyar puszta növényzetének származtatása. Földr. Ért. pp. 33-52.
- Borsy Z.** 1961: A Nyírség természeti földrajza. Akadémiai Kiadó. Budapest, p. 227.
- Borsy Z.** 1972: A szélerózió vizsgálata a magyarországi futóhomok területeken. Földr. Közl. pp. 156-159.
- Borsy Z.** 1977a: A Duna-Tisza közti hátság homokformái és a homokmozgás szakaszai. Alföldi Tanulmányok. Békéscsaba, pp. 43-53.
- Borsy Z.** 1977b: A magyarországi futóhomok területek felszínfejlődése. Földr. Közl. pp. 12-16.
- Borsy Z.** 1980: A Nyírség geomorfológiai kutatásának gyakorlati vonatkozású eredményei. Acta Acad. Ped. Nyíregyh. 8. pp. 19-36.
- Borsy Z. – Csongor É. – Sárkány S. – Szabó I.** 1982: A futóhomok mozgásának periódusai az Alföld ÉK-i részében. Acta Geogr. Debrecina, 22. pp. 5-16.
- Borsy Z. – Félserfalvi J. – Lóki J.** 1987: Electron Microscopic Investigations of Sand Material in the Core Drillings in the Great Hungarian Plain. Geo Journal, pp. 185-195.
- Borsy Z.** 1991: Blown sand territories in Hungary. Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Suppl. 90, pp. 1-14.
- Bulla B.** 1951: A Kiskunság kialakulása és felszínformái. Földr. Könyv- és Térképt. Ért. 2. 10-12. pp. 101-115.
- Buró B. – Jakab A. – Lóki J.** 2011: Geomorphological and stratigraphic analyses at the archeological excavation in the Megapark, Nyíregyháza-Oros. Journal of Env. Geogr. Vol. IV. No. 1-4. pp. 23-28.
- Csatári B.** 1995: Az Alföld helyzete és perspektívái. Nagyalföld Alapítvány. Békéscsaba, p. 99.
- Cholnoky J.** 1902: A futóhomok mozgásának törvényei. Földt. Közl. 32, pp. 6-38.
- Cholnoky J.** 1910: Az Alföld felszíne. Földr. Közl. pp. 413-436.
- Cholnoky J.** 1940: A futóhomok elterjedése. Földt. Közl. 70, pp. 258-294.
- Dövényi Z.** (szerk.) 2010: Magyarország kistájainak katasztere. Magyar Tudományos Akadémia Földrajztudományi Kutatóintézet. Budapest, p. 876.
- Gábris Gy.** 2003: A földtörténet utolsó 30 ezer évének szakaszai és a futóhomok mozgásának főbb periódusai Magyarországon. Földr. Közl. 127. 1-4. pp. 1-13.
- Kádár L.** 1935: Futóhomok tanulmányok a Duna-Tisza közén. Földr. Közl. 63, pp. 4-15.
- Kádár L.** 1938: A széllyukakról. Földr. Közl. pp. 117-121.
- Kádár L.** 1954: A szél felszínalakító munkája. In: Bulla B.: Általános természeti földrajz II. pp. 236-245. Tankönyvkiadó. Budapest.
- Kádár L.** 1956: A magyarországi futóhomok-kutatás eredményei és vitás kérdései. Földr. Közl. pp. 143-163.
- Kádár L.** 1966: Az eolikus felszíni formák természetes rendszere. Földr. Ért. pp. 413-448.
- Kiss T. – Nyári D. – Sipos Gy.** 2006: Homokmozgások vizsgálata a történelmi időkben Csengele területén. In: Táj, környezet és társadalom, Szeged. pp. 373-383.
- 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, pp. 99-106.
- Kiss T. – Sipos Gy.** 2008: Holocén eolikus akkumuláció története a vegetációváltozás és emberi hatások tükrében a Dél-Nyírség féligkötött homokterületén. In: Kiss T., Mezösi G. (szerk): Recens geomorfológiai folyamatok sebessége Magyarországon. Szegedi Egyetemi Kiadó. Szeged, pp. 185-192.
- Kiss T. – Sipos Gy. – Kovács F.** 2009: Human impact on fixed sand dunes revealed by morphometric analysis. Earth Surface Processes and Landforms 37, pp. 700-711.

- Kiss T. – Györgyövícs K. – Sipos Gy.** 2012 (in print): Homokformák morfológiai tulajdonságainak és korának vizsgálata Belső-Somogy területén. Földr. Közl.
- Kollega Tarsoly I.** 1996: Magyarország a XX. században 2. kötet, Vízrajz c. fejezet. Babits Kiadó. Szekszárd, p. 704.
- Kozák P. – Z. Szevanovity – Kovács B. – M. Lazic – Szanyi J. – D. Polomcic – Török J. – S. Milanovic – Koch Gy. – Ágoston B. – Tóth T. – B. Hajdin** 2009: A Duna-Tisza közti homokhátság vízgazdálkodási problémáinak megközelítése a hidrodinamikai modellezés alkalmazásával. Magyar Hidrológiai Társaság XXVII. Vándorgyűlésének előadása.
- Krolopp E. – Sümegi P. – Kuti L. – Hertelendi E. – Kordos L.** 1995: Szeged-Öthalom környéki löszképződmények keletkezésének paleoökológiai rekonstrukciója. Földt. Közl. 125, pp. 309-361.
- Lóki J.** 2003: A növényzet szélrózsió elleni védőhatásának vizsgálata szélcsatornában. In: Csorba P. (szerk.): Környezetvédelmi mozaikok: tiszteletkötet Dr. Kerényi Attila 60. születésnapjára, pp. 291-306.
- Lóki J. – Négyesi G.** 2003: Adalékok a Nyírség talajainak erodálhatóságához – szélcsatorna vizsgálatok alapján. Természettudományi Közl. 3. Nyíregyházi Főiskola, pp. 185-195.
- Lóki J. – Schweitzer F.** 2001: Fiala futóhomokmozgások kormeghatározási kérdései a Duna-Tisza közti régészeti feltárások tükrében. Acta geographica ac geolcitca et meteorologica Debrecina, pp. 175-182.
- Lóki J.** 2008: Eolikus folyamatok vizsgálata Magyarországon. In: Kiss T., Mezősi G. (szerk.): Recens geomorfológiai folyamatok sebessége Magyarországon. Szegedi Egyetemi Kiadó. Szeged, pp. 173-181.
- Marosi S.** 1955: A Csepel-sziget geomorfológiai problémái. Földr. Ért. pp. 279-300.
- Marosi S.** 1958: Budapest és környéke futóhomok-területeinek morfológiája. Budapest természeti képe. Akadémiai Kiadó. Budapest, pp. 300-310.
- Marosi S.** 1966: Kovárványrétegek és periglaciális jelenségek összefüggésének kérdései a belső-somogyi futóhomokban. Földr. Ért. pp. 27-40.
- Marosi S.** 1967: Megjegyzések a magyarországi futóhomok területek genetikájához és morfológiájához. Földr. Közl. 91. 4. pp. 231-255.
- Marosi S.** 1970: A Belső-Somogy kialakulása és felszínalakulata. Akadémiai Kiadó. Budapest, pp. 169.
- Mersich I.** (szerk.) 2003: Magyarország éghajlati atlasza. Országos Meteorológiai Szolgálat. Budapest, p. 107.
- Miháltz I.** 1953: Az Alföld negyedkori üledékeinek tagolódása. Alföldi Kongresszus Kiadvány pp.102-107.
- Molnár B.** 1961: A Duna-Tisza közti eolikus rétegek felszíni és felszín alatti kiterjedése. Földt. Közl. pp. 300-315.
- Nyári D. – Kiss T.** 2005: Homokmozgások vizsgálata a Duna-Tisza közén. Földr. Közl. pp. 133-147.
- Pécsi M.** 1967: A Duna-Tisza közti Hátság (A felszín kialakulása és mai képe). In: A dunai Alföld. Akadémiai Kiadó. Budapest, pp. 214-222.
- Rakonczai J. – Kovács F.** 2005: A szárazodási folyamat értékelése és néhány gyakorlati következménye. In: Csorba P. (szerk.) Debreceni Földrajzi Disputa (Disputatio Geographica Debrecina). pp.73-83.
- Rakonczai J.** 2006: Klímaváltozás – aridifikáció – változó tájak (Climate change – aridification – changing landscape.) In: Kiss –Mezősi – Sümeghy (szerk.): Táj, környezet és társadalom. pp. 593-601.
- Simon T.** 1967: A Duna-Tisza közti Hátság (Természetes növénytakaró). In: A dunai Alföld. Akadémiai Kiadó. Budapest, pp. 233-237.
- Somogyi S.** 1967: A Duna-Tisza közti Hátság (Vízrajz) In: A dunai Alföld. Akadémiai Kiadó. Budapest, pp. 225-233.
- Stefanovits P.** 2010: Talajtan. Mezőgazda Kiadó. Budapest, p. 470.
- Sümeghy J.** 1944: A Tiszántúl. Magyar tájak földtani leírása. 6, p. 208.
- Sümeghy J.** 1948: Földtani adatok a Duna-Tisza köze északi részéről. Földt. Int. Évi Jel. pp. 58-99.

- Sümei P.** 1993: Sedimentary geological and stratigraphical analysis made on the material of the Upper Paleolithic Settlement at Jászfelsőszentgyörgy-Szúnyogos. *Tisicum*, 8. pp. 63-70.
- Szatmári J.** 2008: Homokmozgás mérése mikrofónos szemcsebecsapódás-számlálóval. In: Kiss T., Mezősi G. (szerk): *Recens geomorfológiai folyamatok sebessége Magyarországon*. Szegedi Egyetemi Kiadó. Szeged, pp. 173-181.
- Szücs L.** 1967: A Duna-Tisza közti Hátság (Talajok). In: *A dunai Alföld*. Akadémiai Kiadó. Budapest, pp. 241-244.