

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

**AGROGÉN HATÁSRA KIALAKULÓ FELSZÍNFORMÁK ÉS
FOLYAMATOK VIZSGÁLATA ELTÉRŐ GEOMORFOLÓGIAI
ADOTTSÁGÚ TERÜLETEKEN**

Doktori (Ph.D.) értekezés

BENYHE BALÁZS

Témavezető:
Dr. Kiss Tímea

Szeged, 2013

Tartalom

1. Bevezetés, célkitűzés.....	1
2. Irodalmi előzmények.....	3
2.1 Az antropogén geomorfológia tárgya rendszere és kutatástörténete.....	3
2.2 A mezőgazdaság különböző ágazatainak felszínformáló hatása.....	7
2.2.1 A szántás felszínmódosító hatásai.....	8
2.2.2 Mezőgazdasági teraszok.....	9
2.2.3 Transzportogén folyamatok és formák mezőgazdasági területeken – mélyutak.....	11
2.2.4 Hidrotechnogén formák – csatornák.....	12
2.2.5 A mezőgazdaság által felerősített felszínformáló folyamatok.....	13
2.2.5.1 A csatorna menti kiemelkedések morfológiai paraméterei.....	13
2.2.5.2 Széleróziós folyamatok és formák.....	14
2.2.6 A felszínformák kutatásának lehetőségei.....	15
3. Vizsgálati területek.....	16
3.1 Bugaci-homokhát: Alsómonostor.....	16
3.2 Dél-Tisza völgyi mintaterületek.....	19
3.2.1 Mindszenti mintaterület.....	19
3.2.2 Tápai-réti mintaterület.....	20
3.3 A Szekszárdi-dombság északkeleti völgyei.....	22
4. Anyag és módszer.....	25
4.1 A legeltetés hatásainak vizsgálata.....	25
4.1.1 A bugaci mintaterület geomorfológiai viszonyainak meghatározása.....	25
4.1.2 A futóhomokrétegek elhelyezkedésének és korának meghatározása.....	25
4.2 A síkvidéki földművelés hatásainak vizsgálata.....	27
4.2.1 Az antropogén mikroformák morfológiai paramétereinek meghatározása.....	27
4.2.2 A táblák lefolyási viszonyainak meghatározása.....	30
4.3 A szőlőművelés hatásainak vizsgálata.....	31
4.3.1 A szőlőterületek változásainak térbeli és időbeli vizsgálata.....	31
4.3.2 Morfológiai vizsgálatok.....	31
4.3.3 Agrogén és transzportogén folyamatok mértékének vizsgálata.....	33
5. Eredmények.....	35
5.1 Legeltetés hatására átalakuló felszín: Bugac.....	35
5.1.1 A terület geomorfológiai sajátosságai.....	35
5.1.2 Legeltetés hatására meginduló deflációs folyamatok.....	38
5.1.3 Összegzés.....	45
5.2 Síkvidéki földművelés hatására átalakuló felszín: Dél-Tisza völgy.....	46
5.2.1 Szántóföldi mikroformák morfológiai jellemzői.....	46
5.2.1.1 A bakhátak morfológiai paraméterei.....	47
5.2.1.2 A csatorna menti kiemelkedések morfológiai paraméterei.....	50
5.2.2 A táblák lefolyási viszonyai.....	62
5.2.3 Összegzés.....	67
5.3 Szőlőtermesztés hatására átalakuló felszín: a Szekszárdi-dombvidék.....	69
5.3.1 A szekszárdi szőlőművelés tér- és időbeli alakulása.....	69
5.3.2 Morfológiai eredmények.....	73
5.3.2.1 A völgyek morfológiai paraméterei.....	73
5.3.2.2 A löszmélyutak elterjedése és morfológiai paraméterei.....	79

5.3.2.3 A szőlőteraszok geomorfológiai tulajdonságai	81
5.3.3 Szőlőművelés hatására kialakult folyamatok	89
5.3.3.1 Az antropogén eredetű formák lefolyás-módosító hatása	89
5.3.3.2 Szőlőművelés hatására létrejövő (gyorsult) eróziós folyamatok.....	92
5.3.4 Összegzés	95
6. Az eredmények összefoglalása.....	98
6.1 A legeltetés hatására meginduló eolikus folyamatok vizsgálatának eredményei.....	98
6.2 A szántóföldi művelés során létrejövő mikroformák vizsgálatának eredményei.....	99
6.3 A szőlőtermesztés hatására átalakuló felszín vizsgálatának eredményei.....	102
6.4 Következtetések	104
7. Irodalom.....	105
8. Köszönetnyilvánítás	117
9. Summary	118

1. Bevezetés, célkitűzés

A mezőgazdasági művelés több ezer éves múltjával, nagy területi kiterjedtségével és sokrétű művelési módszereivel intenzív változásokat okozott (és okoz jelenleg is) a természeti környezetben. Hazánkban vizsgálata kiemelt szerepet kell, hogy kapjon, hiszen a mezőgazdaságilag hasznosított területek aránya kiemelkedően magas.

A mezőgazdasági tevékenység mára a Föld szinte minden, talajjal borított területén elterjedt, ami környezeti problémák egész sorát vonta maga után. Ezek a problémák főként a talajok degradációjában (fizikai- és kémiai), illetve a természetes folyamatok felerősödésében (pl. csapadék okozta erózió, defláció, árvizek) mutatkoznak meg, amelyek elsősorban a felszínborítás megváltozásával (természetes növényzet eltűnése) és a felszín folyamatos művelésével függnek össze, de egyes területeken jelentős hatásai voltak a felszín szándékos átformálásának is (Goudie 2006).

Az előidézett változások alapján a mezőgazdaság környezeti hatásait számos tudományterület vizsgálja különböző szempontok szerint. A talajok degradációjával és a rossz termőhelyi adottságokkal rendelkező területek javításának (átalakításának) kérdéseivel elsősorban agrármérnökök foglalkoznak. A természetes élőhelyek átalakítása (a benne lévő életközösségekkel együtt) elsősorban a tájökológia tárgykörét képezi, míg történelmi kontextusba helyezve a környezet-átalakítás történeti- vagy tájföldrajzi jelleget kaphat. A földfelszín (mint környezeti elem) vizsgálatát is több oldalról lehetett megközelíteni. Amíg a felszínen a felgyorsuló természeti-antropogén (pl. erózió, defláció) folyamatokat részben talajtani, részben geomorfológiai szemlélettel kutatják, addig a szándékosan kialakított felszínformák kutatása szinte kizárólag geomorfológiai nézőpontból valósul meg.

A mezőgazdaság több ezer éves múltjával a leghosszabb ideje tartó termelő tevékenység (Lóki 2006a), így az általa előidézett változások is hosszú időn keresztül hatottak. A mezőgazdaság geomorfológiai hatásai általában a figyelmet kevésbé felkeltő eredményekkel járnak mint a többi antropogén hatás, és az előidézett változások is legtöbbször a *mikroformák* kategóriájába tartoznak, így bizonyos környezetben (pl. sűrű vegetáció esetén) nehezebben lokalizálhatóak. Ezzel szemben a hatások kiterjedten és összefüggő területeken jelentkeznek, így a mezőgazdasági művelés nyomai szinte valamennyi földi tájban megfigyelhetők (Szabó 1993).

A „leglátványosabb” felszínváltozásokat vagy direkt folyamatok idézik elő (pl. mezőgazdasági teraszok, öntözőrendszerek kialakítása), vagy (emberi léptékben) hosszabb ideig zajló indirekt folyamatok (pl. árterek, folyódelták, kikötők feltöltődése – Gottschalk 1945, Costa 1975). Egyes esetekben akár katasztrófális mértékű változások (pl. csuszamlások, árvizek) is kialakulhatnak, azaz a mezőgazdasági tevékenység (szűkebb értelemben a felszínborítás megváltozása) bizonyos domborzati, illetve klimatikus adottságok mellett környezeti veszélyforrás is lehet (Goudie 2006).

Az agrogén eredetű folyamatok és formák változatosak, kialakulásuk több tényezőtől függ. A természeti földrajzi környezet meghatározó, hiszen a domborzati adottságok, a talajok minősége és a klíma éppen úgy befolyásolja a mezőgazdasági ágazatok és művelési módok megválasztását, mint az indukált folyamatok sebességét és intenzitását. A különböző mezőgazdasági ágazatok eltérő formákat és különböző sebességgel lejátszódó folyamatokat hoznak létre, ezért vizsgálatuk nem történhet egységes módszerekkel.

Doktori dolgozatom célja, hogy egyes mezőgazdasági ágazatok (szőlőtermesztés, szántóföldi művelés és legeltetés) hatására kialakuló formák és folyamatok térbeli jellemzőit valamint kialakulásuk és fejlődésük (tér- és időbeli) körülményeit meghatározzam, különös tekintettel a direkt antropogén formák egyes morfológiai paramétereire (horizontális, vertikális és térbeli kiterjedés). A különböző ágazatok különböző geomorfológiájú területeken jelentkeznek. A mezőgazdasági tevékenységek felől megközelítve a következő kérdésekre kerestem választ:

Legeltetés hatása a Bugaci-homokhát területén:

1. Mikor és milyen hatásokra indult mozgásnak a futóhomok, illetve a felhalmozódás mértéke mekkora a különböző morfológiájú területeken?
2. Régészeti leletek alapján összefüggésbe hozhatóak-e az egyes homokmozgási szakaszok az emberi tevékenységgel?
3. Hogyan nézhetett ki az ember megtelepedése előtt a felszín, illetve a homokmozgások hatására milyen geomorfológiai változások történtek a területen?

Szántóföldi művelés az Alsó-Tisza vidéken:

1. Milyen geomorfológiai változások mennek végbe a szántás következtében, illetve milyen alaktani sajátosságai vannak az így létrejövő formáknak?
2. Milyen morfológiai paraméterekkel bírnak a vízelvezető- és öntözőcsatornák mentén húzódó kiemelkedések?
3. A formák hogyan befolyásolták az eredeti felszín lefolyásviszonyait, mekkora területek válhattak így lefolyástalanná?

Szőlőművelés a Szekszárdi-dombvidéken:

1. Összefüggésbe hozhatóak-e a völgyek alaktani sajátosságai (térfogat, esés) a területen történelmi idők óta folytatott szőlőműveléssel?
2. A területhasználat megváltozása milyen hatással van a dombság fejlődésére?
3. Milyen mértékű felszínpusztulást eredményez a löszmélyutak jelenléte, mekkora a lepusztult anyag mennyisége, illetve milyen mértékű a recens változás?
4. A szőlőművelés hatására kialakult formák (mélyutak, mikroformák) milyen hatással vannak a felszíni lefolyásra?
5. Milyen mértékű az agrogén hatásra felgyorsult erózió a területen, illetve van-e összefüggés a lefolyás antropogén eredetű módosulása, illetve az erózió mértéke között?
6. Mekkora mennyiségű anyag kitermelésével jöttek létre a szőlőteraszok, milyen mikrodomborzati sajátosságokkal rendelkeznek, valamint ezeknek milyen geomorfológiai következményei lehetnek?

Végső soron célom összehasonlítani, hogy a mezőgazdaság különböző – általam vizsgált – ágazatai milyen mértékben alakítják át a természetes domborzatot és ennek milyen következményei lehetnek például a lefolyásra. A vizsgált területeken összehasonlítható a felszínátformálás időbelisége is, utalva a különböző időszakok társadalmának környezet átalakító tevékenységére. Ugyanakkor arra is keresem a választ, hogy a különböző agrogén formák milyen módszerekkel vizsgálhatók leghatékonyabban.

Itt szeretném megjegyezni, hogy a vizsgált formák között szerepelnek nem tisztán agrogén tevékenységgel létrejötték (pl. löszmélyutak vagy a belvízelvezető csatornák menti kiemelkedések). Ezen formák transzportogén illetve hidrotechnogén eredetűek, kialakításuk azonban mégis szorosan kapcsolódik a mezőgazdasági tevékenységhez – hiszen céljuk a mezőgazdaság „kiszolgálása” – ezért a kutatásom során vizsgálatukat mindenképpen indokoltnak tartottam.

A kutatásom során többször beleütköztem abba a problémába, hogy az adott geomorfológiai vizsgálat továbbvihető lett volna más szakterületek irányába (pl. a talajerózió vagy a belvíz kutatása), azonban nem szándékoztam a kutatást ezen irányokba kiterjeszteni, hiszen célom az antropogén felszínformálás geomorfológiai szemléletű kutatása volt. Ezért a többi szakterület szempontjainak csak olyan mértékben kívánok helyt adni, amennyire azt kutatásom irodalmi előzményeinek áttekintése és a folyamatok tárgyalása feltétlenül szükségessé tette.

2. Irodalmi előzmények

2.1 Az antropogén geomorfológia tárgya, rendszere és kutatástörténete

A társadalom létezésének alapfeltételeit a természeti környezet biztosítja. Az ember és a természet között zajló anyagsere-folyamatok a népesség növekedésével és a társadalmi és gazdasági fejlődéssel, a „földi javak” egyre intenzívebb felhasználásával (olykor teljes kizsákmányolásával) kibillentek egyensúlyi állapotukból. A részben természetes, részben emberi folyamatok nehezen prognosztizálható, illetve nehezen kontrollálható és gyakran visszafordíthatatlan környezeti változásokat hoztak létre, melyek sok esetben már nem csak a természetes környezetet, hanem a társadalmat is veszélyeztető kockázati forrásokká váltak. Az ember a holocén különböző időszakaiban a Föld számos területén módosította környezetét, az antropogén hatás azonban a modernkor előtti időkben mindig lokális léptékű volt. Az első, globális mértékű környezet-átalakítás a császárkori Rómához köthető, ami után több száz évig regenerálódott a természeti környezet (Goudie 1995). Hasonló méretű környezetszennyezést és átalakítást az ipari forradalom eredményezett. Ennek következményeként a 18. századtól a népesség és ezzel együtt az emberi hatás mértéke is ugrásszerűen megnőtt. A társadalmi-gazdasági fejlődés és a természeti erőforrásoknak az ezzel járó intenzív kihasználása legalább annyira fontos tényező, mint magának a népességnek a gyors növekedése (Turner et al. 1993). A folyamat eredményeképpen a 20. század végére környezetünk minden létező alrendszerét valamilyen módon és valamekkora mértékben befolyásoltuk (Moran 2006), illetve az ember által előidézett, kezdetben lokálisan jelentkező, gyors környezeti változások globális problémává duzzadtak és mára hétköznapi életünk meghatározó elemeivé váltak (Roberts 1994).

Goudie (2006) az emberi hatások áttekintését szféránként tette, amit – véleménye szerint – célszerű a vegetáció változásaival kezdeni, mivel ez a környezeti rendszer változott meg leginkább az emberi tevékenység kapcsán. Érdekes, hogy Goudie a hatás mértékére hivatkozva tárgyalja első helyen a növényzetet, az éghajlatra és légkörre pedig utolsónak tér ki, holott véleményem szerint az antropogén eredetű klímaváltozás is meghatározó jelentőséggel bír, hiszen a többi rendszert is jelentősen és globális mértékben befolyásolja. Az egyes környezeti rendszerekben, így pl. a vegetációban történő változások bonyolult kapcsolatrendszer alkottak a többi szférával, ezért a változás folyamata nem tárgyalható egyetlen tudományos aspektusból, mindenképpen szükséges a kapcsolódó témák vizsgálata is. A növényzethez hasonlóan az összes környezeti rendszer sajátosan hat a többire, még komplexebbé és nehezebben vizsgálhatóvá téve az adott folyamatot és befolyásoló tényezőit. Az emberi hatások kutatását azonban nem csak e bonyolult kapcsolatrendszer nehezíti meg, hanem az is, hogy a Föld sohasem volt mentes a környezeti folyamatok változásaitól (Roberts 1994), így figyelemmel kell lenni arra, hogy az antropogén és természetes folyamatok keverednek, ezért nem minden esetben lehet ezeket egyértelműen szétválasztani.

Az antropogén eredetű környezetváltozás vizsgálatát a természetes és emberi folyamatok „keveredésén” túl nehezíti, hogy a környezeti rendszerek csak bizonyos reakcióidő elteltével válaszolnak az őket ért zavaró hatásokra (Brunsden 2001). Ezáltal egyes területek jelentősebb emberi hatásra sem veszítik el természeti-társadalmi funkcióikat, míg az érzékenyebb területek kisebb emberi beavatkozásra is teljes mértékben átalakulhatnak. Roberts és Barker (1993) szerint a tájstabilitás kérdése legszembetűnőbben a talajerózióval mutatható be. Egy vastag termőrétegű tájon az intenzív erózió is viszonylag kevés kárt okoz a mezőgazdaságban, ezzel szemben egy relatíve vékony (néhány cm-es) talajréteget a legkisebb mértékű beavatkozás is végleg megsemmisíthet (Brierley és Stankoviansky 2002).

Amíg a geomorfológia a természetes folyamatok felszínalakító hatásait (erózió, transzportáció, akkumuláció) és az így kialakuló formákat tanulmányozza (Trenhaile 2004, Oldroyd és Grapes 2008), addig Az **antropogén geomorfológia** az ember által létrehozott vagy módosított folyamatok és formák vizsgálatára hivatott (Pécsi 1971).

A fellelhető irodalom alapján az emberi hatások vizsgálatára a 18. század közepéig nem fordítottak figyelmet (Thomas 1983, Passmore 1974). Az emberi hatás tudományos alapokon nyugvó vizsgálata legkorábban Buffon munkáiban jelenik meg, aki a természetes és a lakott területek növényzetét és talajait hasonlította össze (in: Glacken 1963). A 19. század kezdetén Humboldt egy amazóniai tó vízgyűjtőjének kiszáradását, illetve a tó vízszintjének csökkenését a területen meginduló mezőgazdasági műveléssel magyarázza (in: Boussingault 1845).

Az első tudományos kutatás, mely a földfelszín antropogén eredetű változásait vizsgálja az amerikai Marsh nevéhez fűződik, aki 1864-ben megjelent könyvében (*Man and nature – or physical geography modified by human action*) szinte kivétel nélkül és kifogástalan részletességgel tárgyalja a különböző környezeti rendszerekre gyakorolt emberi hatásokat (Marsh 1967). Kutatástörténeti szempontból leglényegesebb megállapítása, hogy bizonyos természetes tényezők és folyamatok között fennálló kapcsolatok (pl. lejtő meredekség és csapadék intenzitás) az emberi tevékenységek hatására felerősödhetnek. A mezőgazdaság ágazatai közül az erdőgazdálkodás lefolyás- és erózió-növelő hatásait, illetve homokvidékek kapcsán a legeltetés hatásait vizsgálta részletesen. Habár megfigyelései többségükben mai szemlélettel nézve is helytállóak, kutatásai a 19. század végéig nem váltak népszerűvé. Ennek elsősorban az lehetett az oka, hogy emberközpontú szemlélete az akkoriban zajló földrajzi és geológiai felfedezések és szenzációk árnyékába szorult (Nir 1983).

Marsh ötleteit később a francia Reclus (1871) vette át, és hasonló megfigyeléseket tett a felszínpusztulás és az emberi tevékenységek kapcsolatának vizsgálata terén mint kortársa. Leírta, hogy a növénytermesztés és pásztorkodás expanziója során a természetes vegetáció kipusztítása miatt csupaszon maradt hegyoldalakon felgyorsult az erózió, ami a táj pusztulásához vezetett és katasztrofális árvizeket okozott.

Oroszországban szintén az emberi hatásra felgyorsuló erózió került a tudományos érdeklődés középpontjába. Maszalszky (1897) számba vette azokat az emberi tevékenységeket, melyek az árkos erózió megindítói vagy gyorsító tényezői lehetnek (pl. lejtős területek művelése, utak, vasúti pályák kialakítása, erdőirtás, legeltetés), emellett elsőként tesz kísérletet az erózió kvantitatív megközelítésű vizsgálatára (in: Sidorchuk és Golosov 2003). Reclus eredményeit Vojejkov vette át (in: Goudie 2006), aki az árkos erózió megjelenését az erdők kivágásával és az öntözőrendszerek kialakításával hozta összefüggésbe. Vojejkov (1901) szerint vonalas eróziós formák csak azokban az országokban alakulnak ki, melyekben mezőgazdasági művelés folyik, míg azokon a területeken, ahol az eredeti erdős vagy füves társulások megmaradtak, ez a folyamat nem indulhat el. A 20. század elején Maszalszky után Kozmenko (1909) vállalkozott az erózió kvalitatív jellegű vizsgálatára. A számszerűsített, megbízható adatokon alapuló munkák ellenére az intenzív szocialista iparosítás és környezet-átalakítás miatt Oroszországban az antropogén felszíninformálás nem vált népszerű kutatási témává az 1970-es évekig (Gerasimov et al. 1971, Komarov 1978). Nyugat-Európában az ember-természet kapcsolatrendszerének gondolata Ratzel (1909) munkássága által honosodott meg, aki az ember környezet-átalakító szerepét az állat- és növényvilágra gyakorolt hatásain és a folyószabályozáson keresztül mutatta be.

A 19-20. század fordulójára az angol szakirodalomban is megjelennek a mezőgazdaság tájformáló szerepének vizsgálatára irányuló tanulmányok McConnel (1887) és Fream (1900) munkái nyomán. A 20. századra Nagy-Britannia szenvedte el a legnagyobb környezetkárosodást (Nir 1983), ezért az antropogén felszíninformálás kutatásnak itt alakult ki a

legtöbb aspektusa. Lamplugh (1914) az ország vízrendezési munkáinak hatásait foglalta össze, míg a (szén)bányászat felszínre és alapkőzetekre gyakorolt hatásairól Lloyd (1919) írt tudományos munkát. A Brit-szigetek antropogén eredetű felszínváltozásainak mértékét Sherlock (1922) kísérelte meg számszerűsíteni.

A mai értelemben vett antropogén geomorfológia emberi tevékenységek (pl. bányászat, közlekedési pályák kialakítása, mezőgazdaság, urbanizáció) szerinti felosztása Fels (1935) nevéhez kapcsolható. Eleinte az antropogén geomorfológia középpontjába a mezőgazdasági művelés hatására kialakuló talajpusztulás, valamint a talaj- és erózióvédelem került. A talajerózió folyamatának jellegzetességeit Jacks és Whyte (1939) írta le, Tricart (1953) munkáiban pedig, az embert mint eróziót kiváltó tényezőt mutatja be. Az USA-ban a talajerózió kutatása Cobb, Hole és Coffey (in: Brevik 2010), majd később Bennett (1955) nevéhez köthető. Az urbanizáció csak az 1960-as évek végére vált az antropogén geomorfológia tárgyává. Leopold (1968) kisvízgyűjtők szintjén kutatta a különböző hidrológiai paraméterek (pl. árvíz gyakoriság, árvízi vízhozam) változását az urbanizáltság fokának függvényében, Seaburn (1969) pedig egy település példáján keresztül vizsgálta a lefolyás és az összegyülekezési idő változásait.

Az egyre bővülő, ugyanakkor mindinkább az emberi tevékenységekre fókuszáló vizsgálati spektrum és a nagy számban megjelenő munka eredményeül az antropogén geomorfológia a 20. század utolsó harmadára nőtt önálló szakterületté (Haigh 1978). Létrejöttét az USA-ban Golomb és Eder (1964), Angliában Brown (1970) nevéhez kötik. Az irányzat Kelet-Ázsia országaiban kb. egy évtizedes késéssel, pl. Japánban 1980-as években honosodik meg (Kadomura 2010). A németajkú területeken a klasszikus antropogén geomorfológiai kutatások helyett inkább a tájökológiai szemlélet terjedt el. Troll (1970) és Leser (1978) tájökológiai irányzata az ember és környezet kapcsolatát az antropogén tevékenységek alkalmazhatósága, illetve a tájak terhelhetősége szempontjából közelítette meg.

Tehát az antropogén geomorfológiai kutatások kezdetben döntően agrogén eredetű folyamatokat és formákat vizsgáltak, vagyis a történelem folyamán a mezőgazdasági művelés indukálta a legintenzívebb – és leginkább figyelemfelkeltő – folyamatokat. A szakterület viszonylag fiatal, annak ellenére, hogy a vizsgálati körébe vonható folyamatok akár több ezer évre visszamenőleg is nyomon követhetők.

Az ember felszínformáló tevékenységének kutatása a hazai szakirodalomban csak a 20. század első felétől követhető nyomon. Korábban a 19. század közepétől fellendülő magyar természetföldrajz meghatározó kutatója, Hunfalvy (1884) munkájában még csak érintőlegesen említ antropogén beavatkozásokat a tájak ismertetése során (pl. mocsarak lecsapolása a Balaton környezetében, erdők eltűnése alföldi homokterületeken). A 20. századi magyar geomorfológiai kutatások egyik legnagyobb úttörőjének tekinthető Chólnoky (1922, 1926) geomorfológiai tanulmányaiban már elismerte az embert, mint földfelszíni tényezőt.

Az ember és környezete kapcsolatrendszer gondolata Kogutowitz (1930) és Mendöl (1933) munkájában is megjelent. Mindketten használták a természetes-, illetve a mű- és kultúrtáj elnevezéseket, megkülönböztetve ezzel az ember által még érintetlen (vagy nagyon kis mértékben befolyásolt), illetve a lakott (átalakított) területeket. Teleki (1936) is szembeállította a nyers- (természetes) és a kultúrtáj fogalmát. Hézsér (1922) nézete szerint az ember-természet kapcsolatrendszerben az ember tájformáló szerepe fontosabb, mint a természet társadalomra gyakorolt hatásai.

Az 1960-as évekig az antropogén geomorfológia továbbra sem vált népszerűvé, bár születtek publikációk a témában. Bulla (1954) tankönyvében először jelent meg az antropogén felszínformálás (ha viszonylag kis terjedelemben is), Peja (1956) munkájában a bükki

szénbányák területén zajló tömegmozgásos folyamatokat tanulmányozta, Vadász (1957) pedig geológiai aspektusból közelítette meg az antropogén felszínformálás kérdéskörét.

Hazánkban az agrogén felszínformálást először Pataki (1960, 1961) vizsgálta a Szekszárdi-dombvidéken, ahol a szőlőművelés felszínformáló folyamatait és formáit tanulmányozta.

Erdősi (1966) az antropogén geomorfológiát a bányászat felszínformáló hatásai felől közelítette meg, későbbi munkájával (1969) pedig az új irányzat „meghonosítását” készítette elő. Antropogén geomorfológiai elemeket tartalmazó, tájökológiai tanulmány Marosi et al. (1969) munkái alapján készült. Pécsi (1970, 1971) az antropogén geomorfológiát mérnöki-tervezési oldaláról (alkalmazott geomorfológia) tárgyalta, egyúttal elsőként tett kísérletet a szakterület rendszerezésére is. Véleménye szerint az antropogén formákat eredetük szerint agrogén és technogén típusra lehet elkülöníteni. Erdősi később (1976, 1979) a két kategória kibővítését javasolta és bevezette a montanogén, indusztrogén, urbanogén, hidrotechnogén, transzportogén fogalmakat, mint technogén eredetű formatípusokat. A mezőgazdasági eredetű formák kategorizálására további két csoportot alkalmazott: a hagyományos agrogén típustól elkülönítette a vinogén eredetű (szőlőművelés során létrejövő) formákat és folyamatokat.

A montanogén felszínformálás kérdéskörét Erdősi után Juhász (1974, 1976) a szénbányászat-, Dávid (1995, 1999), illetve Dávid és Karancsi (1999) pedig a külszíni kőfejtés kapcsán tárgyalta. A felszín alatti bányászat hatásaival Sütő (2001) foglalkozott.

Hazánkban a folyószabályozások tekinthetők a legkiterjedtebb hidrotechnogén beavatkozásoknak, amelyeknek hatásaival Lászlóffy (1982), Somogyi (2000), Lóczy et al. (2009) Gábris et al. (2002) és Kiss et al. (2008) foglalkozott. Ugyancsak a szabályozott folyók környezetében végbemenő folyamatokat tanulmányozza Schweitzer (2001, 2004).

Az emberi hatások sokrétősége következtében az antropogén geomorfológiai vizsgálatok általában egyetlen tevékenység hatásaira terjednek ki. Kevesebben vállalkoztak a szakterület valamennyi aspektusának vizsgálatára regionális szinten. Az antropogén hatások tevékenységek szerinti- és táji szinten történő értékelésére vállalkozó kutatók közül Ádám (1964, 1967, 1975), Erdősi (1976, 1987) és Horváth és Karancsi (2011) munkáit emelném ki.

Az antropogén geomorfológia tárgyát gyakran társ- és rokontudományok is vizsgálják. Az antropogén folyamatok társadalmi-gazdasági szempontú elemzésére Enyedi (1972, 1980) vállalkozott. Ilyés (2001, 2006) tájtörténeti és tájvédelmi szempontok alapján tárgyalta a különböző eredetű antropogén formákat, kiemelve egy különleges emberi tevékenység, a hadászat felszínformáló hatásait.

Az antropogén geomorfológia napjainkra a földrajz egyik meghatározó tudományterületévé nőtte ki magát, jelentősége pedig egyre nagyobb (Szabó 1993, 2006a). Ennek oka egyrészt, hogy az ember fontosabb földfelszín-formáló tényezővé vált, mint a geoszférát alakító külső erők (Nir 1983, Hooke 2000). Másrészt a már egyébként is intenzív antropogén felszínformálás hatása a népességszám alakulásához igazodva exponenciálisan növekszik és a közeljövőben várhatóan ez a növekedési ütem nem lassul. Harmadrészt pedig az ember nemcsak előidézője lehet a változásoknak, hanem gyakran áldozatává is válik az ön maga által indukált környezeti veszélynek, ezért a téma részletes kivizsgálásának igénye egyre nő (Szabó 2006a).

Az antropogén eredetű folyamatok és formák kialakulhatnak direkt és indirekt úton, aszerint, hogy az ember szándékos munkával hozza létre, vagy egy beavatkozás „melléktermékeként” alakulnak ki (Haigh 1978). A felszínt érő direkt hatások maguk a földmunkák, míg az indirekt hatások legtöbbször váratlan folyamatként vagy formaként jelennek meg. Az indirekt hatásokat csoportosíthatjuk aszerint, hogy új folyamat vagy forma jön-e létre az emberi beavatkozás hatására. Ha igen, akkor szemiantropogén folyamatról és formáról beszélünk (pl. vízkitermelés hatására bekövetkező felszínsüllyedés). Ha az emberi

hatás egy már meglévő természetes folyamatot erősít fel, akkor a felszínváltozás természeti-antropogén típusú (Erdősi 1987). Az indirekt változások (különösen a természeti-antropogén folyamatok) kutatása Trenhaile (2004) szerint fontosabb, mivel ezek természetes voltak miatt nehezen észlelhetők, ugyanakkor komoly következményekkel járhatnak. Ennek tükrében az emberi tevékenységekkel kapcsolatos folyamatok vizsgálata legalább annyira fontos, mint a kialakuló formák tanulmányozása, ezért az antropogén geomorfológia, egyaránt vizsgálja az emberi tevékenység által létrehozott formákat, valamint az antropogén formák által kiváltott vagy felerősített felszínformáló folyamatokat és azok következményeit, melyek lehetnek újabb formák vagy módosított természetes folyamatok (Szabó 1993).

2.2 A mezőgazdaság különböző ágazatainak felszínformáló hatása

A mezőgazdasági tevékenységek által létrehozott formákat és folyamatokat Erdősi (1987) után Szabó (1993) rendszerezte a beavatkozás jellege (közvetlen vagy közvetett) és a kialakított formák típusa szerint (pozitív, elegyengetett és negatív).

Az agrogén felszínformálás vizsgálata Szabó (1993) szerint az erdőgazdálkodás, növénytermesztés és az állattenyésztés során létrejövő folyamatokra és formákra terjed ki. A növénytermesztés és állattenyésztés határán elhelyezkedő gyepgazdálkodás területhasználati szempontból tovább bontható kaszáló- és legeltető tevékenységekre, ami agrogén geomorfológiai szempontból nagyon lényeges, hiszen míg a kaszáló hasznosítású területek felszíne az antropogén hatástól lényegében mentes, addig a legelőkön a túllegeltetés, illetve az állatok taposása számos kedvezőtlen folyamat megindítója lehet. A kategorizálást megnehezíti, hogy egyes folyamatok (pl. erózió, defláció) nem köthetők közvetlenül egyik tevékenységhez sem, mivel megjelenésük inkább a felszínborítás és területhasználat változásához kapcsolódik. Ezt szem előtt tartva a különböző mezőgazdasági ágazatokhoz köthető formákat és folyamatokat az őket kialakító emberi tevékenység szerint csoportosítottam (*1. táblázat*). Ehhez a fejezethez kapcsoltam a mezőgazdaságot kiszolgáló tevékenységek – azaz a közlekedés és vízrendezések – felszínformáló hatását is.

Véleményem szerint egyes agrogén felszínformáló folyamatok és formák vizsgálata megrekedt a rendszerezés, illetve kialakulásuk körülményeinek tisztázása szintjén, azonban további mérések az alaktani sajátosságok-, illetve a módosult felszíneken jelentkező folyamatok feltárása érdekében nem történtek.

Az **erdőgazdálkodással** kapcsolatos direkt antropogén hatások ritkák. Az erdőterületek egyik jelentősebb antropogén felszínváltozása a hegy- és dombvidéki területek erdei útjai mentén jellemző exkaváció, amelynek célja az út lejtésének csökkentése. Kialakításuk megindíthat vonalas eróziós vagy csuszamlásos folyamatokat (Selby 1979), azonban ezek a transzportogén geomorfológiához sorolhatók. Akkumulációs formák is köthetők az erdőgazdálkodáshoz. Például az Egyesült Királyságban az erdőtelepítések során gyakran alakítanak ki kb. 1,5 m magas és 30 m széles hosszanti kiemelkedéseket, melyek a gyökérzet számára kedvezőbb termőhelyi feltételeket teremtenek, illetve a köztük húzódó mélyedések a felgyülemlett hóolvadék és eső gyorsabb elvezetését szolgálják (Moffat és Roberts 1989). A hazai síkvidéki erdőgazdálkodásban előfordul, hogy a vágásterületek határában ún. tuskópásztákat alakítanak ki (Bagaméri 1989, Boruzs 2008), melyek az összegyűjtött tuskókból és az azok összetolása során felhalmozott talajból, illetve a pászta szélárnyékában akkumulálódó homokból épülnek fel. Az erdőgazdálkodás indirekt felszínformáihoz és folyamataikhoz leginkább eróziós, negatív formák tartozhatnak. A vízmosások és árkok részben a tarvágás után gyorsan kialakuló formák, melyek fejlődését elősegíthetik a farönkök szállítása során kialakuló hosszanti mélyedések is. A gyakori szél döntések következményeként az erdők alatti felszín hullámossá válhat (Ilyés 1998).

A **rét- és legelő** hasznosítású területeken közvetlenül kialakított felszínformák nem jellemzőek, azonban a legeltetésnek számos természeti- és szemiantropogén következménye

van. A lejtős területeken történő legeltetés során a folytonos taposás eredményeként a lejtésre merőleges futású állattiprásos lépcsők alakulhatnak ki (Boros 1940). A formák általában meredekebb ($>20^\circ$) lejtők mentén jelennek meg (Poulenard et al 1996) és méretüket és alakjukat meghatározza a legelő állat mérete és a legeltetés intenzitása (Ilyés 2001). A túllegeltetés hatására a növényzet részlegesen vagy teljesen kipusztulhat egy területről, melynek elkerülhetetlen következménye a víz okozta erózió felgyorsulása (Evans 1997, Valentin et al. 2005). Descroix (2008) egy mexikói szemiarid területen 2 év átlagában a legeltetés okozta felszínalacsonyodás mértékét 75 mm-ben állapította meg. Szikes területek sajátos antropogén folyamata a padkás erózió (Tóth 2003, Rakonczai és Kovács 2006), mely gyakran a legelő állatok taposása következtében indul meg és a legelőterületek nagyarányú degradációjához vezet.

Vizsgálataim szempontjából a **földművelés** geomorfológiai hatásai két csoportba oszthatók. A lejtős területeken teraszok kialakításával csökkentik a kisebb méretű parcellák lejtését, ugyanakkor a kisebb lejtésű területeken (síkidéken, hegyhátakon, völgyekben) a szántás maga hoz létre formákat. Mivel dolgozatomban – a legeltetésen kívül – a szántás és a teraszos szőlőművelés hatásait vizsgáltam, ez utóbbiak bemutatására részletesebben is kitérek, ugyanakkor a földművelés egyéb módjainak (pl. kertgazdálkodás, ültetvényes gazdálkodás) hatásait nem jellemzem részletesen.

1. táblázat: A különböző mezőgazdasági tevékenységek hatására kialakuló jelentősebb felszínformák (forrás: Bagaméri 1989, Szabó 1993, Ilyés 2001)

	erdőgazdálkodás	legeltetés	földművelés
közvetlen formák	gödrök, árkok tuskópászták a rönkök vontatásával kialakuló árokszerű mélyedések	állattiprásos lépcsők	teraszok bakhátak planírozott területek álteraszok
közvetett formák és folyamatok	széldöntéssel kialakuló hullámos felszínek	szikpadkák hátrálása erózió, akkumuláció defláció, futóhomok-felhalmazódás	planáció (a mikroformák elszántása) össze- és szétszántás (<i>ridge and furrow pattern</i>)
mezőgazdasággal kapcsolatba hozható, nem agrogén formák	erdei utak mélyutak		csatornák mélyutak

2.2.1 A szántás felszínmódosító hatásai

A talajok szántásának egyik legjelentősebb geomorfológiai következménye az agrogén planáció. A felszín elsimítása kapcsán külön fogalommal illetik a tudatosan végzett folyamatot (rónázás), és a szántás során másodlagosan létrejövő felszínegyengetést (Szabó 1993). Azonban a szántás módjától függően akár új negatív és pozitív mikrodomborzati elemek is létrejöhetnek.

A rónázás főleg a hullámos felszínű homokterületeken elterjedt művelési mód, ahol a szélbarázdákat és a deflációs mélyedéseket a buckák anyagával töltik fel. Ezáltal a nagyüzemi művelés feltételei javulnak, azonban a homokrétegek megbolygatásával ronthatják a talajok vízgazdálkodását (Lóki 2006b). Dombvidéki területeken a dombtetőn végzett, körkörös mélyszántás hatására a dombok ellaposodnak és a kisimult lejtőváll meredek peremmel válik el a lejtőderéktől. Így a dombtetők planálódnak, miközben a lejtőváll parcelláinak szélén ún. felperdült tetőperemek jönnek létre (Erdősi 1987).

A szántóföldi területeken a szántással párhuzamosan futó hosszanti kiemelkedések (bakhátak) és a köztük futó mélyedések (ekebarázdák) sajátos hullámos felszíne (*ridge and*

furrow pattern) kialakulhat tudatos művelés eredményeként és a szántás „melléktermékeként” is (Coones és Patten 1986, Szabó 1993). A magyar szakirodalomban a bakhát elsősorban a szántás során kialakított, elsődleges (tudatosan létrehozott) pozitív forma (Dömötör 1954), melynek rendeltetése sokrétű lehet (pl. erózióvédelem, fagyvédelem, vízviasszatartás stb.). A másodlagos szántásnyomok kialakulása tekintetében használatosak az össze- és szétszántás (mint a létrehozó folyamat megjelölésére utaló) fogalmak (Szabó 1993), azonban az összeszántással létrejövő pozitív formák neve nincs megkülönböztetve. Az angol nyelvű szakirodalomban az elsődleges és másodlagos jelleg az elnevezésben ugyancsak összeolvad. A bakhátas művelési módszer esetében használatos „*ridge-tillage-method*” kizárólag az elsődleges formákra vonatkozik, azonban a gyakran megjelenő „*ridge and furrow pattern*” fogalom egyaránt vonatkozhat a bakhátas műveléssel kialakított mintázatra és a szántás során létrejövő össze- és szétszántott (másodlagos) formákra (Eyre 1955, Lal 1990).

A bakhátas művelés során kialakított mesterséges kiemelkedések és a köztük húzódó barázdák kb. 10-30 cm-es szintkülönbséget eredményeznek (Lal 1990, Birkás et al. 1998, Tóth 2006). Az így kialakított kiemelkedések kedvezőbb termőhelyi feltételeket (pl. talajhőmérséklet, vízháztartás, lazább szerkezet) teremtenek a növények számára (Mahrer és Avissar 1985, Benjamin et al. 1990). Előfordul az is, hogy egymásra közel merőlegesen hoznak létre bakhátakat (skatulyázás), melyek így a hóolvadékot és a tavaszi esőket visszatartva javítják a növényzet (általában gyepek) vízellátását (Tóth 2006).

Az angol szakirodalom a szántóföldeken létrehozott bakhátakat elsősorban régészeti vagy tájtörténeti kontextusban tárgyalja. Kialakulásukat tekintve a bakhátakat leggyakrabban másodlagos direkt formaként jellemzik, melyeket a számos (esetenként akár 8 vagy több) ökör vontatta nehéz-ekékkel, egy irányból és évről évre ismétlődően végzett szántás alakított ki (Coones és Patten 1986). Az így végrehajtott szántás lényegesen nagyobb (akár 1 m-t meghaladó) kiemelkedéseket eredményezhet, mint a tudatosan kialakított bakhátak. A másodlagos bakhátak kialakulását kezdetben még a középkori szabadföldi szántóműveléshez kapcsolták (Beresford 1948), azonban később nyilvánvalóvá vált, hogy még a 19-20. században is jöttek létre ilyen formák (Eyre 1955). Anglia szántóföldjein a bakhátas mintázat gyakran fordított S-betűhöz hasonló formában jött létre, amit Orwin és Orwin (1954) azzal magyaráznak, hogy az ilyen irányú szántás – megkönnyítve a nagyméretű ekék és az állatok megfordítását – ezáltal hatékonyabbá vált.

A szántás során végbemenő planációnak a terület domborzatától függően számos kedvezőtlen hatása lehet. Táj- és kulturális örökségvédelmi szempontból komoly probléma az ex-lege védett kunhalmok elszántása (Tóth 2005). A szántás során létrejövő mikroformáknak szerepe lehet a felszín kiszáradásában (aszályhajlam), illetve egyes talajkémiai folyamatok (pl. szikesedés) esetében is (Blaskó et al. 2011). A relatív reliefnek – a felszín lefolyásviszonyain keresztül – alapvető szerepe van csapadék eredetű (összegyülekezési) belvizek kialakulásában (Pásztor et al. 2006), azaz a szántás során létrejövő formák a belvizek kialakulásához vezethetnek, de kedvező esetben a belvizek elvezetésében is szerepet játszhatnak. Mindezek ellenére a síkvidéki területeken létrejött szántásnyomok lefolyás módosító szerepének vizsgálatára ez idáig nem került sor, bár a belvizes időszakok műholdfelvételei egyértelműen bizonyítják az ekebarázdák szerepét a belvizek kialakulásában.

2.2.2 Mezőgazdasági teraszok

Lejtős területeken a legszembetűnőbb agrogén formák a mezőgazdasági teraszok. Ezek a talajvédelem egyik legrégebbi és legelterjedtebb formái, melyeket elsősorban az erózió csökkentésére (Dorren és Rey 2004), egyes esetekben a lefolyás szabályozására hoztak létre (Doolittle 2000). A teraszos művelés viszonylag hamar elterjedt a Föld különböző trópusi területein. Peruban kb. 2500 évvel ezelőtt már fejlett öntözéses-teraszos művelés folyt (Grigg

1980), a Fülöp-szigeteken valamivel később, kb. 2000 évvel ezelőtt alakíthatták ki a legidősebb teraszokat (Barton 1919, Beyer 1955), azonban ezek korát erősen vitatja többek között Lambrecht (1967) és Maher (1973), akik szerint legkorábban az 1300-as években jöhettek létre.

A teraszok a magyar szakirodalom alapján a közvetlenül kialakított formák csoportjába tartoznak, azonban egyes külföldi szerzők a teraszokhoz sorolják a természetes úton (sövény sorok vagy különböző felszínborítású területek határán) kialakuló lépcsőszerű formákat is (Aase és Pikul 1995, Poudel et al. 1999, Walle és Sims 1999), melyeket a hazai szakirodalomban álterasz néven különböztetnek meg. A teraszok a felszín meghatározó formái az Andok országaiban (Denewan 2001), Délkelet-Ázsiában és a maláj szigetvilágban, de elterjedtek arid és szemi arid hegyvidéki területeken (Donkin 1979) és a legtöbb borvidéken is (Goudie 2006). Magyarországi elterjedésük szinte kizárólag a borvidékekhez kötött (Csorba és Novák 2003, Lóczy és Nyizsalovszki 2005).

Annak ellenére, hogy szinte a Föld minden területén megtalálhatók, alig van adat arra vonatkozóan, hogy kialakításuk milyen volumenű anyagmozgatást feltételez. Rathjens (1979) szerint a németországi Kaiserstuhl szőlőhegy 18,5 km² összterületű teraszainak kialakítását 60-70 millió tonna lösz megmozgatásával érték el, vagyis a teraszok kialakítása jelentős felszín átalakítással járt. Egyes régiókban a teraszok és a teraszos művelés kiterjedése olyan méreteket öltött, hogy alapvetően meghatározzák a terület klimatikus, hidrológiai, talajtani és biogeográfiai adottságait, melyek alapján a teraszos területeket joggal lehet külön tájtypusnak is tekinteni (Csorba és Zsadányi 2003).

A teraszok kialakításának elsődleges célja a megművelt területek lejtésének csökkentése, oly módon, hogy a meredek lejtőszakaszokat több rövid és lankásabb részre osztják fel (Morgan 1986). A lankás szakaszokon a víz nagyobb mennyiségben tud beszivárogni a talajba, ezáltal csökken a lefolyás és az erózió (Lesschen et al. 2009), de a völgyekben jelentkező áradások is mérsékeltebbé válnak. A teraszok erózió-csökkentő szerepe nyilvánvaló, azonban hatékonyságuk a természetes környezeti feltételektől és kialakításuk módjától nagymértékben függ. Egyes munkák szerint az erózió – megfelelően kialakított teraszok esetén – az eredeti érték 1-5 %-ra csökkenhet (Hatch 1981, Chow et al. 1999). A teraszok fő funkcióját az éghajlati körülmények is meghatározzák. A humid területeken elsősorban az erózió megfékezése érdekében alakítják ki őket, míg arid és szemi arid területeken vízviisszatartó szerepük van (Morgan 1986).

Kialakításuk szerint a teraszok lehetnek perem nélküliek vagy peremmel rendelkezők, melyeken belül megkülönböztetnek csatorna- és tányérteraszt (*channel terrace*), illetve töltésszerű (*ridge terrace*) teraszokat (Morgan 1986, Madarassy 1992). A csatorna- és tányérteraszok esetében a terasz belső felét kitermelik, és az anyagból a terasz pereme mentén enyhe magaszt (bakhátat) hoznak létre. Tányérterasz esetében a teraszlapot keresztirányban is kisebb részekre osztják fel, melyeket kiemelkedések választanak szét (Madarassy 1992). A töltésszerű teraszok esetében a perem menti kiemelkedést jobban kimagasítják és a töltés kialakítása során annak mindkét oldalát exkaválják (Morgan 1986). A teraszlap kialakítása alapján a teraszokat Bertolini et al. (1989) hagyományos és padszerű (*bench terrace*) típusokba sorolja. A hagyományos teraszok felszínét úgy alakítják ki, hogy a leendő teraszlap belső részét kimélyítik, és a kimélyített anyagból enyhe kiemelkedést hoznak létre a terasz külső szélén. Ezzel szemben a padszerű teraszok kialakítása során a kitermelt anyagot a terasz sík szélesítésére használják fel. A teraszlapok lejtésének kialakítása szerint a teraszok lehetnek eséscsökkentő, víztartó vagy vízvezető rendeltetésűek (Madarassy 1992). Az eséscsökkentő teraszoknak nincs hosszirányú lejtése, míg keresztirányban rendszerint az eredeti lejtés irányába lejtnek. A víztartó teraszoknak hosszirányú esése nincs és általában ellenesésűek, míg a vízvezető teraszok gyakran hosszirányban lejtnek, keresztirányban pedig ellenesésűek.

Méretük alapján a teraszok nagyon változatosak lehetnek. Egyes lépcsőszerű teraszok felszíne alig szélesebb mint 2-3 m, míg lankásabb területeken 40-60 m szélesek is lehetnek. A teraszfelszín síkja szerint a terasz lehet vízszintes, enyhe lejtésű (2-5°), vagy ellenesésű, ami az eredeti lejtőre ellentétes irányban 2-3°-ot lejt (Csorba 2006). A teraszok szélesség-, magasság- és lejtőparamétereit alapvetően a domborzati viszonyoktól függően, a földművelési hagyományokra támaszkodva határozzák meg, azonban nem történtek kutatások arra vonatkozóan, hogy a különböző környezeti feltételek (domborzat és klíma) mellett az alkalmazott paraméterek mennyire indokoltak.

A teraszok kialakítása és kezelése viszonylag drága talajvédelmi eljárás, ezért egyre gyakrabban találkozhatunk rosszul kialakított, elhanyagolt vagy felhagyott mezőgazdasági teraszokkal (Inbar és Llerena 2000, Dorren és Rey 2004). Humid területeken intenzív csapadék esetén veszélyes lehet, ha a teraszok túl sok vizet tartanak vissza. Ilyenkor a talaj gyorsan telítődik vízzel és a lefolyás a sokszorosára nőhet (Gallart et al. 1994), egyes esetekben pedig csuszamlások is megindulhatnak a teraszok meredek falainál (Temple 1972). A meredek teraszfalak erodálódása igen intenzív vonalas erózió megindítója lehet, így a teraszfelszínen gyorsan kialakulhatnak barázdák és vízmosások, amelyek a talajerózió megsokszorozódását és a terasz pusztulását vonhatják maguk után (Lasanta et al. 2001).

A löszterületek teraszfelszínein sajátos lepusztulás-formák jelenhetnek meg, melyek részben a mezőgazdaság hatására, részben a lösz szuffúziója révén alakulnak ki (Kerényi 1983, 1990, Boros 1995). A mezőgazdasági teraszok síkjában vagy azok peremén kialakuló löszkutak és szuffúziós járatok, valamint a dolinaszerű mélyedések és berogyások lefolyás módosító hatása ismert. Azonban nem kutattak a löszteraszok művelésével kialakuló mikroformák, melyeknek szintén komoly hatásai lehetnek a teraszfelszínnek fejlődésére a lefolyás megváltoztatása révén.

2.2.3 Transzportogén folyamatok és formák mezőgazdasági területeken – mélyutak

A mezőgazdasági művelés alatt álló domb- és hegyvidéki területeken a parcellák megközelítése során mélyutak jöhetnek létre, amelyek tehát közvetetten a mezőgazdasági tevékenységgel összefüggésbe hozhatóak, azonban kialakulásuk nem agrogén, hanem transzportogén eredetű. Létrejöttek elsősorban a dűlőutak mentén történik, ahol a közlekedő járművek, emberek és állatok taposásukkal meglazítják, illetve elporosítják a talajt, majd a keréknyomok mentén kialakuló vonalas erózió lemosza a szemcséket a területről (Dávid et al. 2006). A folyamat eredményeként a dűlőutak néhány évtized alatt függőleges falú mélyúttá alakulnak át (Ádám 1964). A mélyutakat eleinte a löszterületek sajátos formáinak írták le (Pataki 1960, Ádám 1964), azonban más, lazább szerkezetű üledékes kőzetekben is kialakulhatnak, igaz fejlődésük ezeken a felszíneken lassabb (Erdősi 1987). Fejlődési ütemüket – a kőzetminőségen túl – elsősorban a felszín lejtése, a növényborítás és a használat gyakorisága határozza meg. A mélyutak a domboldalak fontos lefolyási útvonalai lehetnek, ennek ellenére a lefolyás-módosító hatás vizsgálatára nem tértek ki kutatók.

A mélyutak mélysége és mélyülési üteme nagyon változó lehet. Mélységük általában 5-6 m (Ádám 1964), de a szőlőkultúrák területén akár 10-15 m is lehet (Borsy 1993), és Kínából Richthofen (1877) és Lóczy (1886) leírásai alapján 40 m mély mélyutak is ismeretesek. A mélyutak bevágódási ütemének megállapítására Erdősi (1987) tett kísérletet, a helybéli gazdák helyismeretére alapozva. Véleménye szerint egy 12-13°-os lejtésű, típusos löszfelszínen kialakult mélyút bevágódási üteme 33 év alatt 2,7-2,8 m volt (kb. 8-9 cm/év). Ezzel szemben egy tokaj-hegyi mélyút talpán egyetlen nyári zápor alkalmával egy 2,3 m mély és 2,5 m széles vízmosás alakult ki (Boros 2003), amit szélessége alapján tekinthetünk a mélyút továbbmélyülésének is, vagyis a mélyülés üteme rendkívül változó lehet. Az extrém csapadékok még jobban felgyorsíthatják ezt a bevágódási folyamatot: például 2010-ben

Somogybabodon 200 m hosszan kb. 10 métert mélyült egy útszakasz¹. A túlmélyült mélyutak falának sorozatos omlásaival járó szélesedési ütemére vonatkozóan azonban nem történtek mérések. Mivel napjainkra számos mélyút talpát lebetonozták, a mélyülés helyett a hasznosított terület rovására történő kiszélesedés vizsgálata kell, hogy előtérbe kerüljön.

A mélyutakat használati állapotuk szerint alapvetően aktív és felhagyott (fosszilis) kategóriákra lehet bontani (Erdősi 1987), azonban a felhagyott mélyutakat Denecke (1969) tovább csoportosította, és a fosszilis állapottól megkülönböztette a mélyút oldalainak anyagával részben feltöltődött reliktum formákat. Fejlődési állapotuk szerint a mélyutak lehetnek a bevágódás kezdeti szakaszában lévő, kifejezettek vagy további mélyülésre képtelen mélyutak. A bevágódásban lévő mélyutak keresztmetszete kezdetben lapos trapézra emlékeztet (Denecke 1969), majd kimélyülésük során U-alakúvá, később V-alakú szakadékokká és szurdikokká fejlődnek tovább (Gönczy és Szalay 2004). A szurdikok és löszszakadékok akár 15-20 m mélyek is lehetnek (Ádám 1964), oldalfalaik omlásával pedig folyamatosan szélesednek. Mivel járhatatlanná válnak, új útvonalak kialakítása válik szükségessé, ami a szomszédos mezőgazdaságilag hasznosított terület rovására történik.

2.2.4 Hidrotechnogén formák – csatornák

Már a mezőgazdaság kialakulásakor megjelentek az első vízrendezési munkák és a hozzájuk kapcsolódó felszínfejlődési folyamatok. Az első csatornákat az ókori potamikus társadalmak hozták létre a mezőgazdasági termelés hatékonyságának növelése (öntözés) céljából (Waterbury 1979), de a mocsarak lecsapolása is szorosan kötődik a csatornaépítésekhez. Az első lecsapolási munkákat az ókori Görögország és a Római Birodalom területén végezték, amelyek célja a mezőgazdaság számára történő területnyerés volt (Szabó 2006b).

Magyarország területén a honfoglalást megelőzően elsősorban a Római-korból (Budai-Balog és Horváth 2007, Láng és Szilas 2004) és a szarmaták betelepülésének idejéből (Vaday 2003) maradtak fenn különböző rendeltetésű árokrendszerek, melyek az öntöző- és vízelvezető funkciók mellett gyakran a védmű és a portahatár szerepét is betöltötték. A legfontosabb és legnagyobb méretű csatornák (Sió-csatorna, Principális-csatorna) a rómaiak jól szervezett vízszabályozási munkálatai során jöttek létre (Károlyi 1973a). A magyarság letelepedése után a szervezett vízgazdálkodás első jelei az Árpád-korhoz köthetők. A folyók ártéri területein, elsősorban a Rábaközben, a Duna alföldi szakaszain, valamint a Tisza és a Körösök völgyében nagy számban találhatóak Árpád-korból fennmaradt árokrendszerek (Takács 2000, Takács és Füleký 2001). Egy rábaközi, 22 km²-es mintaterületen 52 km betemetődött csatornát térképeztek fel, ahol ma a területen a csatornák hossza csupán 9 km, azaz az árpád-kori csatornahálózat jóval sűrűbb volt. Az árpád-kori csatornák sajátossága, hogy szinte kivétel nélkül két- vagy három mederből álltak, melyek között a csatorna anyagából felépített töltés húzódott. A hármas szerkezetű csatornák a vízszabályozó rendszer fő vízszállító vonalai lehettek, melyeken kétirányú vízvezetés történt, így egyaránt láttak el öntöző- és vízelvezető funkciót is. A vízfelesleget és az öntözővizet a szélső medrek vezették be- és ki a főcsatornákból, mely gyakran kiemelt helyzetben, töltések között húzódott, azaz vízáttemelő létesítmények telepítését követelte meg (Takács és Füleký 2001). A Tisza vízgyűjtőjén nagyobb szabású szervezett csatornaépítési munkák nyomai a 14-15. századból (nagyváradi öntözőrendszerek), illetve a 18. századból (Béga-csatorna) maradtak fenn (Fekete 1878), azonban a legnagyobb jelentőségű munkák egyértelműen az ármentesítésekhez és az azt követő belvízmentesítő munkálatokhoz köthetők (Babos és Mayer 1939, Károlyi 1973b, Lászlóffy 1982). A Tisza vízrendszerében az ármentesítések során 1980-ig megépült belvízelvezető csatornák teljes hossza 33 ezer km volt (Lászlóffy 1982). A Duna mentén a

¹ <http://www.presztizs.com/belfold/somogybabodon-megnyilt-a-fold>

Szigetköz területén volt szükség jelentősebb (kb. 200 km-es) belvízelvezető csatorna-rendszer kiépítésére (Károlyi 1973b), de a homokbuckák közötti zárt mélyedések mocsarait is lecsapolták a Kiskunságban és a Nyírségben is az 1960-as években (Somogyi 1969).

Az alföldi területek sajátos hidrológiai és meteorológiai tulajdonsága, hogy ugyanazt a területet egyaránt sújthatja belvízi elöntés és aszálykár (Pálfi 2000), ami szükségessé teszi, hogy a mezőgazdasági területeken egyaránt biztosítva legyen az összegyűlő víz elvezetésének és az öntözésnek a lehetősége. Ez alapján a mezőgazdasági csatornákat két alapvető kategóriába, belvízelvezető- és öntözőcsatorna típusba sorolhatjuk, azonban legtöbb esetben a csatornák funkciója kettős (Kereszturszky et al. 1998). Az öntözőcsatornákat gyakran a terep kiemelkedései mentén vezetik végig (magasvezetésű csatorna), és a kitermelt anyagból a csatorna mentén töltéseket hoznak létre. A belvízcsatornák és a talajvízszint-szabályozó öntözőcsatornák a felszín mélyedései mentén futnak (mélyvezetésű csatorna). A csatornák esése síkvidéken a terepviszonyoktól és a csatorna méretétől függően 5-30 cm/km, ami elég nagy esést biztosít a hordalék-lerakódás elkerüléséhez, de nem teszi lehetővé túl gyors áramlás kialakulását, ami a csatorna falának erodálását okozhatná (Kereszturszky et al. 1998).

A csatornák vizsgálata tehát a tervezési és kivitelezési-, valamint a karbantartási munkák miatt elsősorban mérnöki feladat, azonban létesítésük környezeti hatások vonatkozásában számos – Magyarországon még nem kutatott – kérdést vet fel, például, hogy milyen környezeti változások mennek végbe a csatornák (és a mellettük húzódó depóniák) lefolyásmódosító hatása kapcsán (Friyrs et al 2007).

2.2.5 A mezőgazdaság által felerősített felszínformáló folyamatok

A földművelési során felgyorsulhatnak az eróziós folyamatok, melyek részben a vegetáció kiirtásával, részben pedig a felszín helytelen művelésével magyarázhatóak. Az eróziót nemcsak talajtani, de geomorfológiai szempontból is értékelhetjük, hiszen végső soron például a lefolyó víz okozta erózió a lejtők hátrálásához, a felszín felszabdálódásához és alacsonyodásához vezet. Eróziót azonban nemcsak a lefolyó víz, de a szél is okozhat. Mivel e folyamatok mechanizmusa és felszínformálása is eltérő, ezért külön-külön tárgyalom őket.

2.2.5.1 A csapadékvíz okozta erózió folyamatai és formái

A csapadékvíz okozta erózió a mezőgazdasági művelés módjaitól függően különböző formákat hozhat létre (Pinczés 1980). A felületi rétegeróziót illetve a lineáris eróziót Stefanovits (1999) az erodált terület további művelhetősége alapján különítette el.

A felületi rétegeróziós folyamatok egyik fajtája a mikro-szoliflukció, mely a fagyos és fagymentes időszakok gyors váltakozásakor, vagy a vízzel túltelített talajra hulló csapadék hatására indulhat be (Pinczés és Boros 1967, Kerényi 1991, Boros 1993). A folyamat során a talaj képlékennyé válik és a talajszemcsék 2-8 cm mélységben a lejtőn elmozdulva akár 10-20 m-es távolságra szállítódnak (Boros 2003). A felületi rétegerózió további két altípusát a csepperóziót és a lepeleróziót Kerényi (2006) a lineáris eróziós folyamatok kezdeti szakaszaként értelmezi.

A lineáris erózió során a lejtőkről lefolyó víz a felszín egyenetlenségeit (pl. keréknyom, ekebarázda) követve barázdákat, árkokat vagy vízmosásokat alakíthat ki (Pinczés 1968, Boros 2003). Az eróziós barázdák mélysége és szélessége nagyban függ a parcella lejtésétől és a lefolyó víz mennyiségétől, amit meghatároz az olvadás gyorsasága, illetve az eső intenzitása. Azonban a legtöbb esetben az eróziós barázdák nem tartós formák, mivel általában elegyengetésre kerülnek. A lejtéssel párhuzamos művelés (pl. szőlősorok) is eredményezhet hasonló méretű barázdákat, amelyek gyakran a terep lejtőviszonyaihoz igazodva egy nagyobb barázdában egyesülnek. A barázdák túlfejlődésükkel vízmosásokká válnak. A két forma közötti alapvető különbség, hogy míg a barázdákat talajegyengetéssel el

lehet simítani, a vízmosások akadályozzák a szintvonalakkal párhuzamos talajművelést (Stefanovits 1999).

A csapadék okozta erózió alapvetően hat a domb- és hegyvidéki területek felszínfejlődésére. A magasabb helyzetű felszínek a vízfolyások mentén felszabdálódnak, majd a vízfolyások hátravágódásukkal a völgyközi hátaik lejtésének csökkentése mellett alacsonyítják a felszínt (Fairbridge 1968). A lejtőhátrálás fontos eleme a felszínfejlődési folyamatoknak és jelentőségét Davis már 1899-ben felismerte, ő azonban túl nagy jelentőséget tulajdonított neki (Summerfield 1991). Hazánkban a lejtő-hátravágódás helyett inkább a deráziós folyamatok jellemzőek, melyek felfoghatóak a lineáris és a felületi lepusztulás együttes megjelenési formájának (Pécsi 1955), mely lineáris formák kialakítása nélkül szélesíti a völgyet és erodálja a völgyközi hátakat.

Az eróziót a kutatók gyakran közelítik meg a területhasználat változása kapcsán. Rathjens (1979) karsztos területeken a talaj alatt megbúvó karrok felszínre kerülését és lecsonkolódását a meginduló mezőgazdasági tevékenységgel magyarázta. A mezőgazdasági területeken fellépő erózió következményeként egyes területeken sűrű vízmosáshálózat alakulhat ki, ami lehetetlenné teszi a további művelést. Ezek a területek gyakran újra beerdősülnek, csalóka képet adva a vízmosások keletkezésének körülményeiről (Erdősi 1987).

Az eróziós folyamatok felgyorsulását Gábris et al. (2003) vízmosások kialakulásának üteme alapján adta meg. Eredményeik szerint a Rakaca-patak vízgyűjtőjén a vízmosáshálózat hossza éves szinten 5 m/km^2 -rel növekedett, majd a mezőgazdasági művelés megindulását követő 60 évben ez az ütem 10 m/km^2 -re nőtt. Ambers et al. (2006) mérései szerint a megművelt parcellákon kialakuló vízmosások mentén 130 t/ha/év az erózió mértéke. A lepusztuló anyag a vízmosások alsó részén akkumulálódott, majd az újraerdősülés során a csökkenő üledékmennyiség miatt az akkumulációs zónában a vízmosások gyorsan (90 mm/év) bevágódtak. Reiß et al. (2009) régészeti bizonyítékokkal alátámasztott bronzkori földművelés hatásait vizsgálta és lényegesen kisebb ($6\text{-}12 \text{ t/ha/év}$) eróziós értékeket mért. Ezek az adatok azt mutatják, hogy ugyanazon folyamatok – a környezeti feltételektől függően – nagyon eltérő ütemben játszódhatnak le. Jakab et al. (2009) a vonalas és a felületi erózió felszíninformáló szerepét vetette össze. Az akkumulálódott üledékeken végzett ^{137}Cs izotópos vizsgálatok alapján megállapította, hogy a mintaterületről leeroszáló anyag kb. fele vízmosásokból származott. Stolz és Grunert (2006) egy patak völgyben kialakult hordalékkúpon a középkori mezőgazdaság eredményeként felhalmozódott 48 cm vastag réteget írt le. Hasonló üledéktani vizsgálatok adatait összegezve Dreibrodt et al. (2010) 7000 évre visszamenőleg megadta az átlagos erózió értékét a mai Németország területére vonatkozóan, melyet megközelítőleg 10 t/ha/év -ben állapított meg. Egyes időszakokban az erózió látványosan ($10\text{-}20$ szorosára) emelkedett, ami véleményük szerint részben csapadékos időszakok, részben pedig az átalakuló földművelés hatásaival magyarázható. Tehát hosszútávon még ugyanazon területen is jelentősen változhat az erózió mértéke.

2.2.5.2 Széleróziós folyamatok és formák

A homokterületeken a mezőgazdasági művelés hatására (újra)meginduló futóhomokmozgások elsősorban a felszínborítás megváltozásának a következményei. A homokmozgási folyamatok újraindulásának legfőbb okai a túllegeltetés (Seppälä 1995, Su et al. 2005, Kiss et al. 2006), a földművelés (Roberts 2001) és az erdőirtás (Böse és Brande 2000), melyek során a felszínt a deflációtól védő vegetáció megritkul vagy teljesen el is tűnik. Az antropogén eredetű defláció jellemzője, hogy általában nem hoz létre sajátos formákat, hanem inkább a természetes felszíninformáló folyamatok feltételeit teremti meg. A létrejövő formák lényegében megegyeznek a természetes úton (pl. szárazodás) kialakuló félig kötött homokterületek formáival (szélbarázda, garmada, maradékgerinc, deflációs lapos, parabolabucka stb.), azonban méretük a beavatkozás mértékétől függően változhat. Az emberi

hatásra létrejövő eolikus folyamatok megjelenhetnek pontszerűen, vagy nagyobb területen. Lokális hatások esetében az eredeti felszínen másodlagos formák (pl. kifúvások) alakulhatnak ki (Borsy 1991, Mezösi és Szatmári 1998), míg nagyobb területen történő változás (pl. erdőirtás) újraindíthat akár homokbucka-képződési folyamatokat is (Bateman és Godby 2004).

A defláció okozta felszín-alacsonyodást Seppälä (1984) lappföldi szélmarások területén vizsgálta, ahol a defláció következtében a 200-300 évvel korábban eltemetődött fenyők maradványai kerültek a felszínre. Vizsgálatai során a felszín alacsonyodásának ütemét 2-3 cm/év-re becsülte. Kiss és Sipos (2008) a Nyírségben végzett kutatásaik alapján megállapították, hogy egy buckaközi mélyedésben a homok 0,7 mm/év ütemű felhalmozódása a 17. században végzett nagyarányú erdőirtások következtében 1,3 mm/év-re növekedett. Ugyancsak a Nyírségben végzett vizsgálatok arra is rámutattak, hogy a 10-15 m magas homokbuckák a holocén során átlagosan 1-1,5 m-t, szélsőséges esetekben – ahol intenzív emberi hatás alatt álltak – akár 5-6 m-t is alacsonyodtak (Kiss et al. 2009).

A defláció mértékének meghatározását Szatmári (2004) mezőgazdasági parcellákon tesztelt széléróziós modellel végezte, és a tavaszi széllokések során elhordódott homok vastagságát 3 cm-ben állapította meg. Szántóföldi parcellák deflációja esetén a homok gyakran a mezsgyék mentén rakódik le, mivel a dúsabb vegetáció megakadályozza a homok távolabbra szállítódását. Erősebb szélesemények során a homok akár 0,5 m vastagságban is akumulálódhat, és betemeti a parcellahatárokon húzódó csatornákat (Lóki 2006a).

2.2.6 A felszínformák kutatásának lehetőségei

Megítélésem szerint az agrogén folyamatok és formák leírásának és rendszerezésének menetét erősen behatárolja az adott kor földtudományi módszereinek technológia színvonala. Amint azt a fentiekben bemutattam, ma már igen aprólékos az agrogén eredetű formák osztályozása, és kialakulásuk módját is ismerjük. Azonban a formák létrejöttének sebességét és főleg a mikroformák által módosított felszínformáló folyamatok mértékét – megfelelő mérési eszközök híján eddig nem számszerűsíthették a kutatók. Míg a 19-20. század folyamán csak a szabad szemmel érzékelhető és kézi eszközökkel mérhető jelenségek vizsgálata kerülhetett szóba, addig a 20. század végére az egyre fejlettebb technológiai háttér lehetővé teszi, hogy korábban nem vizsgált (vagy nem vizsgálható), esetleg ismeretlen folyamatokat és formákat tanulmányozzunk. Jó példák erre a topográfiai elemek felmérésére szolgáló eszközök (mérőállomás, LIDAR szenzor), melyek akár cm-es pontosságú mérésekre is képesek, kimutatva a legkisebb mértékű felszínváltozásokat is – amelyek különösen jellemzőek az agrogén felszínformálásra. A modern eszközökhöz sorolható az OSL kormeghatározás is, amely a korábbi ¹⁴C izotópos mérésekkel ellentétben lehetővé teszi a homokrétegek korának meghatározását a szervesanyag tartalomtól függetlenül. Ugyancsak nagy előrelépést jelentett az alkalmazás szintű térinformatikai szoftverek megjelenése, melyek lehetőséget teremtenek, hogy a – korábban felfoghatatlan mennyiségű – adat viszonylag gyorsan feldolgozásra kerüljön, és a mérési eredményekből következtetéseket lehessen levonni.

3. Vizsgálati területek

A különböző mezőgazdasági tevékenységek különböző természeti adottságú területeket igényelnek, ezért a célokban kitűzött agrogén formák ágazatok szerinti kutatása csak különböző geomorfológiájú vizsgálati területeken valósulhat meg. Az általam vizsgált antropogén folyamatok a legeltetés, szántóföldi földművelés és teraszos szőlőművelés hatására jöttek létre, különböző történelmi időkben kezdődtek, eltérő ideig fejtették ki hatásukat és különböző formakincset hoztak létre. Mivel a három vizsgált agrogén tevékenység eltérő környezetet feltételez, ezért vizsgálatuk is három különböző mintaterületen valósulhatott meg.

Kutatásom során két síkvidéki és egy dombsági mintaterületen végeztem méréseket. Ennek ellenére a területek topográfiai jellemzők szerinti csoportosítását nem tartom indokoltnak, mivel hasonló domborzati feltételek mellett más művelési ágazatok más geomorfológiai következményekkel járnak. Mintaterületeimet ezért az agrogén hatások komplexitásának sorrendjében mutatom be.

A vizsgálati területeimen jellemző mezőgazdasági tevékenységek nagyon eltérő történelmi időkben jelentek meg. A legkorábbra tehető a Bugaci-homokhát területén vizsgált legeltetés, ami rövid idő alatt átalakíthatta a felszínt, ugyanakkor a létrejött formák és következményeik kevésbé változatosak. A Dél-Tisza völgy ármentesített ártéri területein a szántóföldi művelés és az azt kiszolgáló öntözőcsatornák a 19. század végén, az ármentesítések után jelentek meg, így mindössze kb. egy évszázada formálják a felszínt. Azonban itt a létrejött formakincs már változatosabb, és a formák a természetes felszín lefolyási irányait jelentősen módosították. A szőlőművelés kezdete a Szekszárdi-dombságon a rómaiakhoz köthető, s a domborzat jelentős átalakulását és változatos formákat eredményezett, miközben a teraszos művelés hatására számos szemiantropogén folyamat jelent meg, vagy gyorsult fel.

3.1 Bugaci-homokhát: Alsómonostor

A Bugaci-homokhát területén méréseimet Bugac-Alsómonostortól délre, egy kiemelt homokbuckás térszín és a tőle délkeletre, a Tisza ártéri síkja felé átmenetet képező alacsonyabb deflációs övezet határában végeztem (1. ábra). A terület (4,4 km²) felszínfejlődése és klimatikus viszonyai miatt igen érzékenyen reagál, ha a növényzetet valamilyen károsodás éri, hiszen akkor elindulhat a szél felszínformáló tevékenysége. Ezért ez a mintaterület alkalmas arra, hogy a legeltetés felszínformáló hatását vizsgáljam.

Lóki (2009) szerint a Duna-Tisza köze alapvető formakincse a felső pleniglaciális és a késő glaciális intenzív homokmozgási periódusai során alakult ki. A Duna hordalékkúpjának anyagát a hideg, száraz időszakok szelei könnyen megbontották és deflációs, illetve akkumulációs területek hoztak létre (Borsy 1977). A felszíni homokrétegek vastagsága a homokhát területén a néhány métertől 50-60 m-ig változik (Miháltz 1953, 1965; Molnár 1961). Az uralkodó széliránynak megfelelően ÉNy-DK irányultságú homokformák alakulhattak ki a területen, melyek közül a leggyakoribbak a szélbarázdák és a köztük húzódó maradékgerincek, illetve a szélbarázdák mögött kialakult garmadák. A szélbarázdák és maradékgerincek átlagosan 1-1,5 m mélyek, illetve magasak, hosszuk 0,5-1 km között változik és több helyen gyöngysorhoz hasonlóan kapcsolódnak egymáshoz (Borsy 1977). A garmadák a mintaterülettől északra és nyugatra, öt nagyobb garmadamezőbe tömörülnek, magasságuk 2-10 m között változik. A mintaterület keleti részén 200-800 m hosszú deflációs laposok terülnek el. A legtöbb ilyen felszíni mélyedés rossz lefolyású és egykor vizenyős terület volt. A terület jellemző felszínformái még a szélbarázdák anyagából felhalmozódott homokleplek (Borsy 1977), melyek a korábbi felszín humuszos homokrétegeit fedték be. A homoklepel kiterjedését terepi megfigyeléssel vagy topográfiai térképeken nehéz lehatárolni, hiszen csak ritkán azonosíthatóak enyhe kiemelkedésként, körvonalaik legtöbbször csak

sejthetőek a többi forma elhelyezkedése alapján. A deflációs laposok és a homokleplek szétválasztása is problémás, mivel a területen folyó mezőgazdasági művelés némileg elegyengette a felszínt, így nem különülnek el a kimélyített és a felhalmozódással kialakult sík területek. A humuszos szintek vastagsága és felszínhez való közelsége alapvetően meghatározza a talaj termőképességét (Bauer és Cserni 2002), ezért a növények szempontjából fontos, hogy a humuszos rétegeket ne temesse mélyre humuszban szegény lepelhomok.

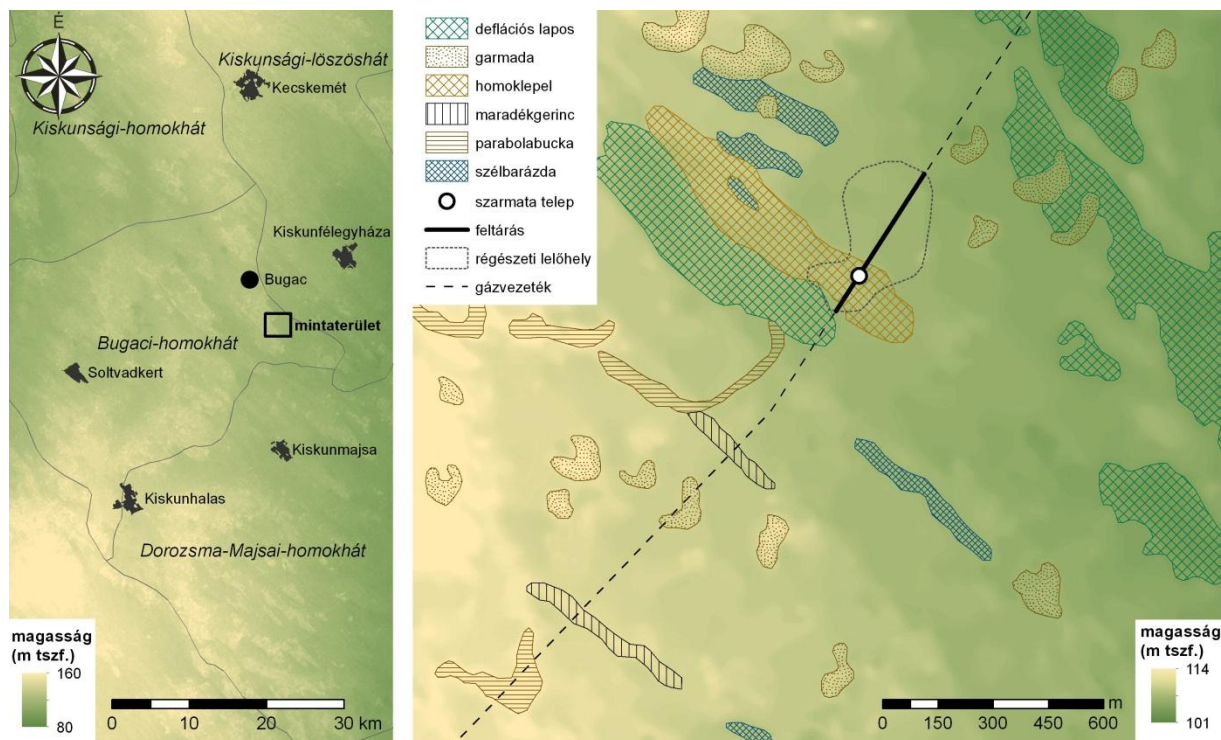
Az eddigi adatok szerint a homokmozgásnak két fő szakasza volt, a felső pleniglaciális első (22-27 ezer éve) és második (17-13,7 ezer éve) hidegmaximuma alatt, amikor a növénytakaró ritkábbá vált, így defláció elleni védőhatása csökkent (Borsy 1977). Későbbi, a holocén, illetve a történelmi idők során, emberi hatásra meginduló homokmozgásokat azonosítottak Kiss et al. (2006) és Nyári és Kiss (2009) Csengele és Kiskunhalas területén, melyek a vizsgálati területtől 14, illetve 27 km-re fekszenek. Borsy (1990) szerint az első hidegmaximum ideje alatt az éves csapadék összege a területen kb. 180-250 mm lehetett, szemben a mai 550-570 mm-es átlaggal, ami napjainkban az ország területén előforduló közel legalacsonyabb éves csapadékösszeg (Mersich et al. 2001). Az ariditási index 1,24-1,28 között mozog, és a szárazságot fokozza, hogy a területen előforduló, csekély számú természetes vízfolyás és tó is időszakos. Emellett a klímaváltozás és a folyószabályozások, a lecsapolási munkák és a túlzott talajvíz kitermelés együttes következményeként a talajvízszint az utóbbi 50 évben átlagosan 1-6 m-rel csökkent, fokozva ezzel a magasabban fekvő területek kiszáradásának veszélyét (Pálfai 1994; Rakoncزai 2001). A szárazság miatt a terület felszíni vizei, vizenyős területei gyakran bepárlódtak a pleisztocén-holocén során. Helyüket ma a felszín alatti mészsízapos rétegek jelzik (Miháltz 1953, 1965; Molnár 1961; Mucsi 1963).

Régészeti leletek bizonyítják, hogy a Bugaci-homokhát többször is lakott terület volt a történelem folyamán. A legkorábbi emberi jelenlétre utaló jelek a késő bronzkorból, a Vatyai-kultúrából maradtak fenn (Tóth 1990), akik pásztorkodó életmódot folytattak (Poroszlai 2003). Bronzkori leleteket több környező település határában találtak, ami arra utal, hogy már ebben az időben is jelentős számú népesség élhetett a területen, azonban a homokvidék a szarmata törzsek letelepedésével népesült be igazán. Az első törzsek már az 1. század környékén megjelentek, de nagy számban csak a 2-4. század folyamán telepedtek le a Duna-Tisza közén (Vaday 2003). Földművelő tevékenységet végeztek ugyan, de folytatták nomád nagyállattartó tevékenységüket is. Sümegi (2001) szerint a homokhátak és vizenyős laposok az itt megjelenő népek számára csak bizonyos helyeken tették lehetővé a megtelepedést. Mivel a lapos, vizenyős területek a telephelyek kialakítására alkalmatlanok voltak, a buckákon pedig az omlásveszély miatt nehéz volt kutakat létesíteni, a telepeket általában a két terület közötti átmeneti zónában hozták létre. A szarmata telepek területén két tipikus antropogén forma, a hulladékgödrök és a különböző funkciókat ellátó árkok maradtak fent nagy számban. A hulladékgödrök számából a telep létezésének hosszára lehet következtetni, míg az árkok a vizenyős laposoktól távolabb eső művelt területek vízellátását oldották meg, de némelynek lehetett védmű, karám vagy portahatár funkciója is (Vaday 2003). A szarmaták után a Bugac környéki területeken avarok, majd később kunok telepedtek meg nagy számban, akik a szarmatákhoz hasonlóan szintén nagyállattartó népek voltak, tehát a honfoglalás kezdetéig egyértelműen a legeltetés a jellemző mezőgazdasági tevékenység. A honfoglalás idejéből nem ismeretesek régészeti leletek. A legközelebbi honfoglalás kori emlékek a mintaterülettől 10 km-re, Kiskunfélegyháza területéről kerültek elő (Tóth 1990), azonban az itt talált lovassírok alapján sem dönthető el, hogy a környék lakott volt-e vagy sem. Az Árpád-korból csak Kiskunfélegyháza és Orgovány környékén tártak fel régészeti leleteket, melyek közül a Kiskunfélegyháza környékén talált épületmaradványok (templom, temető és sírhelyek) arra utalnak, hogy a település ebben az időszakban már létezett, azonban az orgoványi leletekből nem lehet levonni azt a következtetést, hogy a homokhátság területén

település létezett volna ebben az időszakban (Tóth 1990). A 13. században a tatárjárás miatt elnéptelenedett területen megindult a növényzet regenerációja, melyet Sümegi (2001) palynologiai vizsgálatai bizonyítanak. A fásszárúak (tölgy, éger és fűz) gyors terjedésnek indultak, miközben a taposást jelző gyomok visszaszorultak. A 15. században megkezdődött a terület újbóli benépesedése, melynek hatására ismét lecsökkent a fás növényzet aránya és a fűfélék dominanciája vált jellemzővé. A következő évszázadokban a gabonapollenek aránya kiugróan magasra vált, ami a földművelés térhódítására utal. A 19. század végén a második katonai térképek alapján a mintaterület keleti részén kiterjedt vizenyős, feltehetően réti növényzettel borított terület helyezkedett el, melynek folytonosságát több helyen maradványgerincek szakították meg. A garmadamezők kiemelt területe szinte teljes egészében a Monostori-erdő borítása alatt volt, azonban a mintaterület környezetében ezen kívül más fás terület nem látható. Juhász (2001) munkájában leírja, hogy a 20. század elején még Kecskeméthez tartozó monostori pusztákon kisbirtokok (0,5-6 ha) alakultak ki és nagyarányú erdőirtás, illetve a buckák elegyengetése kezdődött meg.

A 2010-11-es időszakban gázvezeték telepítés zajlott, amit régészeti (leletmentő) feltérési munkák előztek meg az Alföld több pontján, így Alsómonostor határában is (1. ábra). Az ásatás egy 0,5 km hosszú és átlagosan 1-2 m mély árok mentén történt, melynek több pontján 3-4 m mély szondagödröket alakítottak ki a mélyebb rétegek feltárása érdekében. A mintavételek és terepi mérések a feltérás mentén zajlottak, a környéken előforduló formák méretének meghatározását pedig a feltérás körüli 4,5 km²-es területen végeztem.

A régészeti feltérás során bronzkori és szarmata kori leletanyagot találtak. A régészeti leletek azt mutatják, hogy a mintaterületen egy szarmata település létezett egy ÉNy-DK-i futású kiemelkedés tetején. Ezt a kiemelkedést elhelyezkedése és formája alapján eleinte maradványgerincként azonosítottam, azonban a kormeghatározás után kiderült, hogy egy, a garmadamezők területéről lenyúló, 1,2 m magas, 200 m széles és kb. 1 km hosszú homoklepelről van szó (Benyhe et al. 2012). A homoklepel délnyugati pereme mentén kb. azonos kiterjedésű, 1,5 m mély szélbarázda-szerű mélyedés húzódik, melynek felszínét több helyen is szélmarások és kisebb kiemelkedések (lapos garmadák) tagolják.



1. ábra: A bugaci régészeti feltérás elhelyezkedése és geomorfológiai viszonyai

3.2 Dél-Tisza völgyi mintaterületek

A szántóföldi földművelés és az azt kiszolgáló csatornák hatására kialakuló formák és folyamatok tanulmányozását a Dél-Tisza völgy ártéri területein végeztem (2. ábra). Ez utóbbi területek az ármentesítés után váltak megművelhetővé, így jól meghatározható az az időszak, amikor az agrogén formák kialakultak. Első méréseimet Mindszent külterületén, a Tisza alacsony- és magas árterének határában kialakított mezőgazdasági táblákon végeztem, azonban később lehetőségem nyílt arra, hogy az alacsony ártéren, a Tápai-réten is méréseket végezzek (később készült erről a területről LIDAR felvétel – Szatmári et al. 2011 –, ami nagyobb terület mikrodomborzati formáinak vizsgálatát tette lehetővé).

A két mintaterület egymástól kb. 25 km-re helyezkedik el és geomorfológiai adottságaik némileg eltérnek. Mindkét terület a Tisza egykori árterén helyezkedik el, azonban míg Mindszenten az alacsony- és magas ártér határában végeztem méréseket, addig a Tápai-réten kizárólag alacsony ártéri területen történtek a vizsgálatok. Az ártéri szinteknek megfelelően a mintaterületek domborzati viszonyai is különböznek, azonban az agrogén felszíninformálás tekintetében hasonló folyamatokat és formákat azonosítottam rajtuk.

3.2.1. Mindszenti mintaterület

A Dél-Tisza völgy a harmadidőszaktól napjainkig tartó süllyedés és a vele párhuzamosan zajló feltöltődés eredményeként alakult ki (Andó 1969). A felszint 10-20 m vastag, letről felfelé finomodó szemcséjű, holocén folyóvízi üledékek borítják, melyek 2-3 km vastag harmadidőszaki üledékekre települtek. A holocén során a Tisza bevágódásával markáns tereplépcsőt alakított ki, amely az egykori alacsony és magas ártéri területek határán helyezkedik el (Gábris 2007). A magas ártér folyótól való távolsága Mindszentnél 0-2 km.

A Mindszenttől délre elhelyezkedő mintaterület (2/a. ábra) a Dél-Tisza völgy és a Csongrádi-sík határán helyezkedik el. A terület kistáji szintű hovatartozása bizonytalan, mivel a Tisza alacsony árterétől 2-3 m magas tereplépcső választja el, ami alapján a Csongrádi-sík nyugati pereméhez tartozhat, azonban tengerszint feletti magassága csupán 80-81 m, vagyis a legnagyobb áradások alkalmával elöntés alá kerülhetett (Schweitzer 1967), így tekinthető az alacsony ártér részének is, azaz a Dél-Tisza völgyhöz tartozónak (Andó 1969, Mezősi 1983).

A területre jellemző talajok főleg iszapos-, illetve a tartósabb vízborítású területeken agyagos öntéstalajok, melyeknek kötöttsége igen eltérő. A folyótól való távolság növekedésével az öntéstalajok fokozatosan alakulnak át réti talajokká. A gátakkal a folyótól elrekesztett öntéstalajok réti típusúvá alakultak (Andó 1996). Az agyagosabb összetételű talajok a mezőgazdasági gépek talajtömörítése következtében csapadék eredetű belvizek kialakulásához vezethetnek. A talajvíz szintje Mindszent környezetében három megfigyelőkút adatai alapján (Mindszent 2428, 2289, 3929, vizadat.hu) az utóbbi 20 évben nem került közelebb a felszínhez 0,8 m-nél, és átlagosan 2-4 m mélységben helyezkedett el. A csatornasűrűség Mindszent külterületén az EOTR topográfiai térképek alapján átlagosan 1,7 km/km², de a geomorfológiai változékonyság következtében nagy területi különbségeket mutat.

A mérés helye egy kelet felé lejtő területen helyezkedik el, amely egy természetes állapotban valószínűleg lefolyástalan lapos terület irányába vezette a felszíni vizeket. A lefolyástalan lapos csatornahálózata csaknem kétszer sűrűbb, mint a külterületi átlag (3 km/km²). Terepi méréseimet a lefolyástalan terület nyugati szélén végeztem három mezőgazdasági táblán. A táblákat nyugat felől vasúti töltés, kelet felől illetve nyugat-keleti irányban pedig mezőgazdasági csatornák határolják. A vizsgált táblák összterülete 0,1 km². A vizsgálatokat azért végeztük ezeken a területeken, mert a mezőgazdasági táblák felszínén több olyan hosszanti forma fordult elő, melyekről egyértelmű volt, hogy nem természetes eredetűek, hanem a szántás eredményeként jöttek létre. Méréseket a területen 2007-2009 között végeztem.

3.2.2. Tápai-réti mintaterület

Az alacsony-ártéri Tápai-réten előforduló formák a Tisza és a Maros együttes folyóvízi tevékenysége eredményeként jöttek létre (2/b. ábra). A 77 km²-es mintaterület déli felében a Maros egykori árterének lecsapoló medrei és morotvaroncsai, míg a terület északi részén a Tisza vízzel (Nagyfai-holtág) vagy növényi anyagokkal és üledékekkel kitöltött egykori medrei (Gyúlóí-éri és Hód-tói meder) és övzátonysorai foglalnak helyet (Kiss és Hernesz 2011). Az egykori medrek mentén alacsony folyóhátak húzódnak, amelyek egyes területeket rossz lefolyásúvá vagy teljesen lefolyástalanná tettek. Az ármentesítések előtt a terület – a kis kiterjedésű ártéri szigeteket kivéve – a folyók árterét képezte (Marosi és Somogyi 1990), így a medermaradványok és fokok jelentős szerepet játszottak az árvíz Tiszába illetve Marosba való visszavezetésében. Az ármentesítések és belvízrendezési munkák után ezeknek a formáknak a jelentősége a csapadékvíz elvezetésében és a víz összegyűlekezésében juthat érvényre. A rétek és legelők szántókká történő átalakítása is az 1855-1864 (Vázsonyi 1973) közötti ármentesítési munkák után kezdődhetett meg. Az ármentesített területet a gátépítés utáni évtizedekben Szeged haszonbérbe adta tápéi, makói és szegedi bérlőknek, akik még kis parcellákon (2-5 ha) művelték a földet (Kerekes 2003). A nagyüzemi szántóföldi földművelés a termelőségvetkezetek földkisajátításai után kezdődött meg az 1960-as években (Lele 1978). Ekkor a táblák mérete már 30-100 hektárra nőtt. Mivel az általam vizsgált szántásnyomok kiterjedése ezekhez a táblákhoz igazodik, bizonyos, hogy a szántásnyomok az utóbbi 50 év leforgása alatt alakultak ki. A terület fő vízelvezető és öntöző csatornáit már az 1890-es évek végére megépítették, a társulati kezelésben lévő csatornák zömét pedig az 1960-as években alakították ki a nagytáblás szántók határai mentén. A vizsgálati terület Pálfi (2000) szerint a belvízzel közepesen és erősen veszélyeztetett területek közé tartozik, ami részben a folyók áradásával összefüggésbe hozható talajvízszint emelkedésekkel, részben a geomorfológiával, részben pedig a talajok rossz vízgazdálkodásával magyarázható.

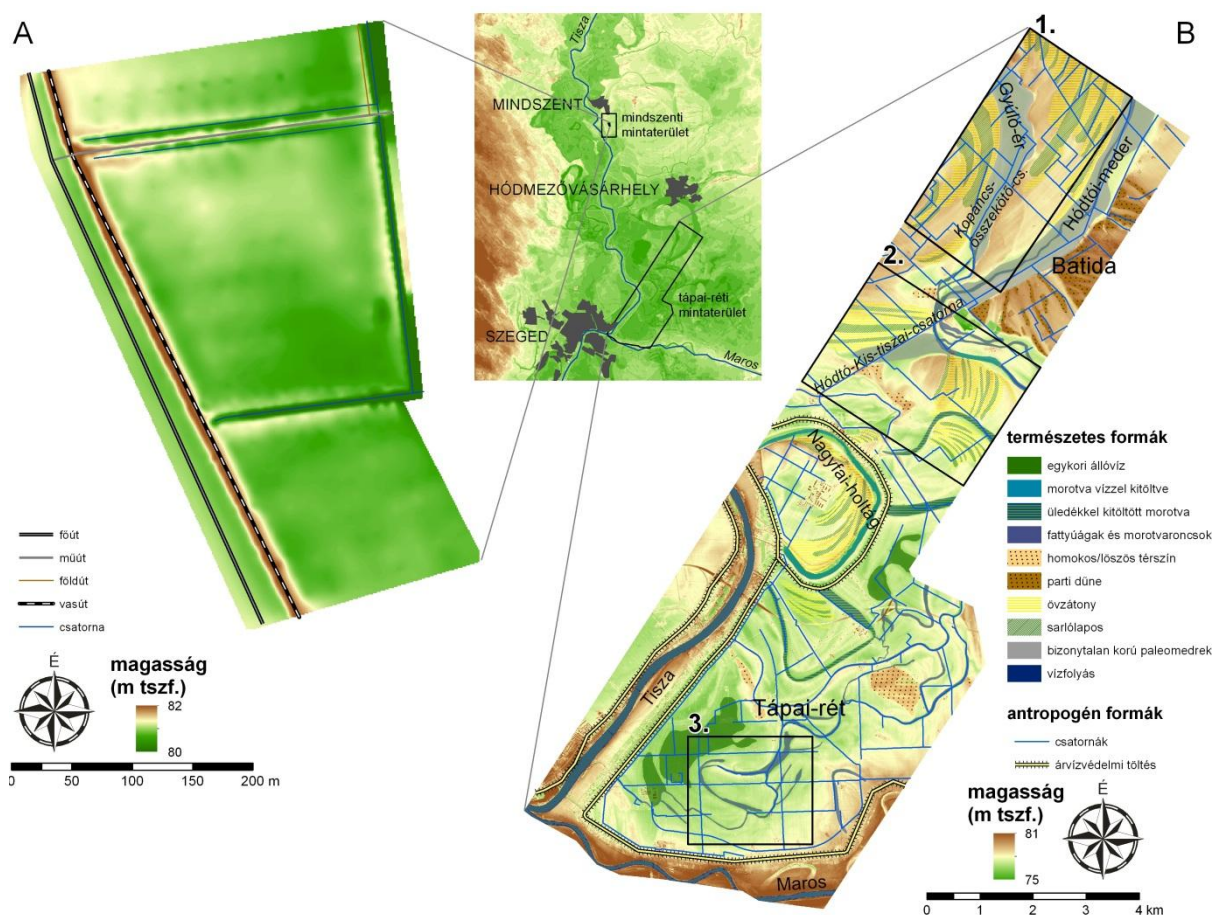
A területen leggyakrabban megjelenő talajtípusok a különböző öntéstalajok és réti talajok kombinációi, melyek fizikai összetételüket tekintve főként nehézávaló, illetve agyagos összetételűek (Keveiné Bárány 1988). Ez a nehézávaló talaj-tömörítő hatása következtében kedvezhet a csapadék eredetű belvizek kialakulásának. A mezőgazdasági gépek hatására végbemenő talajtömörödés a vizsgálati terület csaknem egészét érinti, mivel a szántóföldek aránya kiemelkedően magas (kb. 90% – Deák 2005). Az ármentesítő munkák következtében a terület talajvízszintje 3 m-t csökkent (Rónai 1956), ennek ellenére a mélyebb fekvésű felszíneken, illetve a fattyúágak és morotvák mentén húzódó folyóhátak hatására lefolyástalanná vált területeken a hosszabb ideig tartó vízborítás hatására gyakran szikesedés indult meg (Mezősi 1983, Keveiné Bárány 1988). Az elérhető adatokkal szolgáló, a vizsgálati területhez legközelebb elhelyezkedő talajvízfigyelő kút (Hódmezővásárhely 2320, vizadat.hu) adatai alapján a 2000-2012-es években a terület talajvíze a Tisza és a Maros közelsége ellenére sem került 4 m-nél közelebb a felszínhez, vagyis a folyók áradásával járó talajvízszint emelkedésből kialakuló belvizek a területen nem, vagy csak közvetlenül a folyók mentén lehetnek jellemzőek. Mivel a területen előforduló talajok hasonló vízvezető tulajdonságokkal bírnak, az elszórtan megjelenő belvízfoltok kialakulása elsősorban a terület domborzati viszonyaival magyarázható.

A Tápai-réten a vizsgálatokat három egymástól elkülönülő kisebb mintaterületen végeztem, melyek mindegyike sajátos geomorfológiai formakincset reprezentál. A dolgozatban az egyértelműsége érdekében ezeket a területeket **teszt területeknek** nevezem. Az 1. teszt terület (10 km²) Batidától nyugatra található, és egy észak-déli futású egykori Tisza meder (Gyúló-ér) szeli ketté. A meder szélessége 350-600 m között változik, relatív mélysége átlagosan 1,5 m, a közepén egy csatornát alakítottak ki. A paleomedertől nyugatra

és keletre 50-150 m széles és 0,4-0,6 m magas övzátónyok sorakoznak. A terület csatornasűrűsége számításaim szerint 3,13 km/km².

A 2. teszt terület (9,6 km²) a Nagyfai-holtág és Batida között található, északkeleti és délkeleti részeit sűrűn behálózzák az ártér egykori paleomedrei és a hozzájuk kapcsolódó lecsapoló medrek. Az egykori medrek felszínéhez képest 2-3 méterrel magasabban fekszenek a medrek övzátóny-sorai. A mintaterület legmélyebb területét egy, a környező területeknél kb. 1 méterrel mélyebb igen idős és széles mederrészlet képezi. Az egykori medret két részre vágja a közepén ÉK-DNy irányba futó Hódtó-Kis-tiszai-csatorna. A teszt terület csatornasűrűsége 1,73 km/km².

A 3. teszt terület (4,8 km²) formái a Maros felszínalakító tevékenységéhez köthetők. Az ártéri lapályt teljesen behálózzák a Maros feltöltődött medermaradványai, amelyek mentén több helyen ellaposodott folyóhátak húzódnak, amiket lecsapoló medrek szabdalnak fel. A mintaterület déli része a Maros jelenkori folyóhátjára kúszik fel és déli irányban átlagosan 1-1,5 métert emelkedik. A szabályos hálózatos É-D és K-Ny irányú mezőgazdasági utak téglalap alakú táblákra osztják fel a területet. Az utak építésekkor a nyomvonalakat feltöltötték, így az utak a természetes felszínnél valamivel magasabban helyezkednek el. A csatornák többségükben az utak két oldalán, azokkal párhuzamosan futnak, sűrűségük a teszt területen számításaim szerint 2,92 km/km².



2. ábra: A Dél-Tisza völgyi mintaterületek elhelyezkedése és domborzati viszonyai. A számok a tápai-réti mintaterület teszt területeit jelzik.

3.3 A Szekszárdi-dombság északkeleti völgyei

A teraszos szőlőművelés és az azt kiszolgáló mélyutak által létrehozott agrogén és transzportogén formakincset és szemiantropogén folyamataikat a Szekszárdi-dombság északkeleti részén lévő, a Sárközre nyíló kisvízgyűjtőkben vizsgáltam (14,8 km²). A Parászta-, Bartina-, és Csatári-völgyeket magába foglaló terület (3. ábra) jelentős részén (kb. 50 %) hosszú történelmi múltra visszatekintő intenzív szőlőművelés folyik.

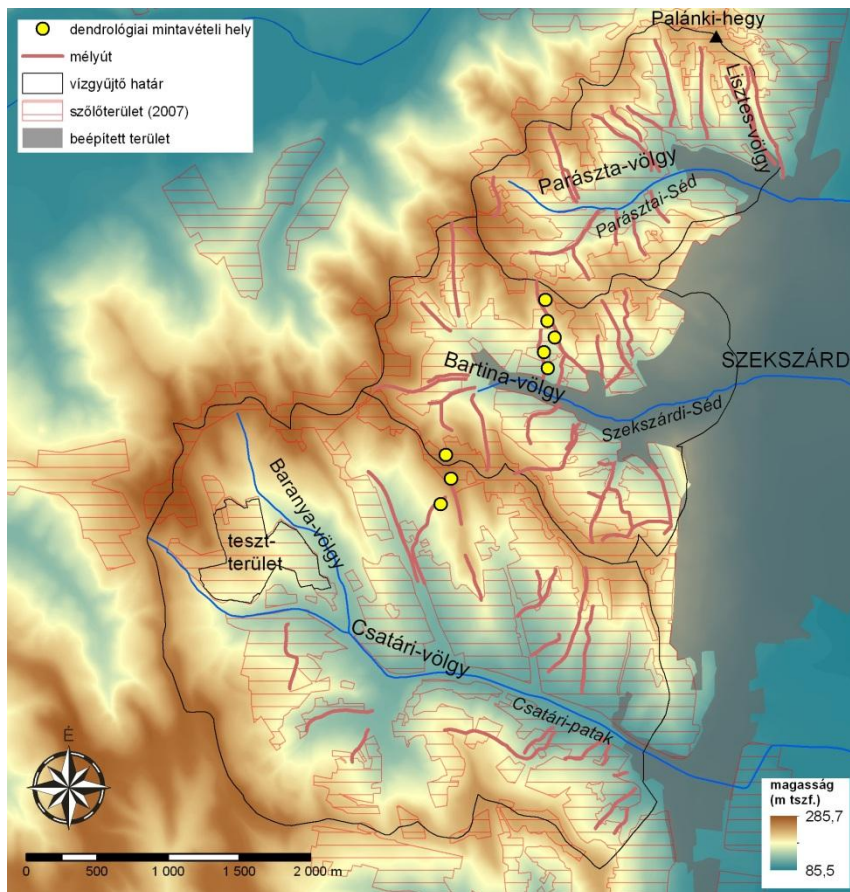
A Szekszárdi-dombság domborzatának kialakulásában Láng (1955) szerint szerkezeti vonalak mentén történő elmozdulások, szoliflukciós és suvadásos folyamatok, illetve a felgyorsult talajerózió játszott döntő szerepet. Pataki (1960) nagy jelentőséget tulajdonított a mezőgazdasági tevékenység hatásainak a felszínfejlődési folyamatokban, azonban Ádám (1964) szerint az antropogén hatásokat eltúlozta. Ez véleményem szerint azért érdekes, mert Ádám (1964) munkája összegzésében a gyorsított erózió vizsgálatának fontosságára hívja fel a figyelmet, azaz tisztában volt az antropogén hatások súlyos következményeivel. A dombság pannóniai üledékekből felépült központi területe az alsó-pleisztocén idején szerkezeti vonalak mentén rögökre töredezett, amelyek különböző irányokban kibillentek, így aszimmetrikus völgyhálózat jött létre. A Günz-Mindel interglaciálisban vörösayag fedte be a Tolnai-dombság területét, ami azonban a középső-pleisztocén alatt szinte teljes mértékben leerodálódott a Szekszárdi-dombság területéről, és csak foltokban, néhány dm-es vastagságban maradt meg. A pleisztocén végén a pannon üledékeket és a vörösayagot egyenetlen vastagságban típusos lösz borította be, melynek vastagsága 20-40 m (Ádám 1981), esetleg 40-50 m közötti (Marosi és Somogyi 1990). A délies kitettségű lankásabb völgytalpakon Ádám (1964) szerint nagyobb vastagságban rakódott le lösz, azonban a felhalmozódás a völgyfejlődést nem akadályozta. A dombhátak és völgyek kialakulásában a szerkezeti mozgások mellett a különböző lepusztulási folyamatok (szoliflukció, felszíni lemosás, suvadások) és a holocén végén az antropogén hatásoknak is jelentős szerepük volt (Ádám 1981). A vastag lösztakarón deráziós völgyek és kisebb löszlepusztulási formák jelentek meg. A nyugat-keleti futású eróziós fővölgyekről oldalirányban leágazó mellékvölgyek szinte kivétel nélkül deráziós eredetűek (Ádám 1964). A deráziós völgyek között húzódó erősen leerodált, keskeny löszhátakat löszszakadékok, szurdikok és löszmélyutak hálózatként be, nagyban megnehezítve a területen folyó mezőgazdasági művelést. A deráziós völgyek fejlődése a mezőgazdasági művelés megindulásával jelentősen felgyorsult és a szőlővel borított völgyek hátravágódása és kimélyülése volt jellemző az utóbbi évszázadokban (Ádám 1964). Ugyancsak a deráziós völgyek továbbfejlődéséhez vezetett a völgyek aljában futó mélyutak felszakadása és löszszakadékká alakulása, amelyek a vonalas erózió megjelenéséhez vezettek. A lejtők felső részén a felületi erózió és a mezőgazdasági művelés hatására 50-60 m átmérőjű deráziós fülkék alakultak ki. Pataki (1960) szerint ezek a formák minden esetben antropogén hatásra alakultak ki és a szőlőművelés eredményeképpen létrejövő formaként értelmezi. Azonban Ádám (1964) a legelőterületeken is hasonló formákat írt le, amiből azt a következtetést vonta le, hogy a deráziós fülkék nem köthetők egyértelműen a szőlőműveléshez. Véleményem szerint ellentmondásosnak tűnik, hogy a forma fejlődésének leírásakor rátér arra, hogy a legelővel körülvett kisméretű szőlőparcellák területe gyakran alakul át deráziós fülkékké, azt sugallva, hogy megjelenésük mégis erősen a szőlőműveléshez kapcsolódik. Illetve az is érdekes, hogy nem feltételezett művelési-ág váltást egy olyan területen, ahol szőlőművelést a rómaiak honosították meg, és jelenléte azóta is kisebb-nagyobb megszakításokkal folyamatos.

A dombvidék legnagyobb környezeti problémája a felgyorsuló erózió, mely részben a felszínborítás megváltozásának, részben a meredek lejtőkön folyó művelésnek, részben pedig a csapadék kedvezőtlen eloszlásának a következménye. Az éves csapadék a területen átlagosan 630 mm, melynek legnagyobb része (kb. 350-370 mm) a nyári hónapokban hullik, gyakran mindössze 1-2 zápor során (Ambrózy és Bihari 2010). A felszínlepusztulás mértéke

szempontjából ez nagyon lényeges, hiszen a heves záporok lényegesen jobban erodálják a felszínt, mint a hosszantartó csendes esők (Pinczés 1980, Kerényi 1991). A védőtakaró nélküli, lejtőirányú szőlőskerteknél jellemző a heves záporok alkalmával kialakuló talajleöblítés. Egy 1961-es felhőszakadás során közel 25000 m³ hordalék rakódott le Szekszárd utcáin (Pataki 1961). A dombság lankásabb lejtőin és nagyobb teraszain a gépekkel történő mezőgazdasági művelés hatására a talaj helyenként jobban tömörödött, ezáltal kevesebb vizet képes elnyelni, így a felszíni lefolyás mértéke nő, ami nagyobb eróziós hatást válthat ki (Pataki 1961). A domboldalak lepusztulásában a löszmélyutak is alapvető szerepet játszanak. A meredekebb lejtőkön a művelést teraszok kialakításával tették lehetővé, azonban a teraszok felszínén sok esetben eróziós barázdák alakulnak ki, melyek később a terasz pusztulásához vezethetnek, de mindezek ellenére, ezek a folyamatok és másodlagos formák kevésbé kutatott jelenségek a területen. Ádám (1964) többször említi a különböző művelési-ágú területek határán kialakult álteraszokat, melyek magassága akár 6 m is lehet. Az erdőterület és szőlőföldek határában sok helyen megfigyelhető a teraszfalak túlmagasodása, azonban úgy gondolom, hogy meredek (gyakran függőleges) falaik arra utalnak, hogy kialakulásukban a felszín alacsonyodásán túl az exkavációs munkák is nagy szerepet játszottak.

A Szekszárdi-dombság meghatározó mezőgazdasági tevékenysége a szőlőművelés, mely egyben a felszín pusztulásának fő tényezőjévé is vált. A területen folyó szőlőtermesztés időben a Római-korig nyúlik vissza (Tóttós 1987), így csaknem két évezred óta hat a dombság felszínfejlődésére. A szőlőterületeket általában egy évben kétszer kapálták, azonban a 19. századtól a minőségjavulás érdekében már évente háromszor kapálták a sorokat, és elterjedt a "bakhátra kapálás", azaz a szőlőtőkék töve mentén árkot mélytettek, hogy több csapadékot kapjon (Balassa 1982). Az ilyen jellegű mesterséges árkok esők alkalmával számottevően növelték az erózió hatását, mivel a vonalszerűen lefolyó csapadékvíz energiája lényegesen nagyobb (Kerényi 1991). A hagyományok miatt ezeket az árkokat csak a szőlő érésekor temették be, vagyis kedvezőtlen hatásukat a csapadékos tavasz, illetve a heves záporokkal jellemzett nyár végéig kifejthették.

Az 1960-as évektől a szekszárdi borvidék a nagyüzemi termelés feltételeit megteremtő rekonstrukciós átalakításokon esett át (Máté 2001). Ennek részét képezte az úthálózat fejlesztése, így az 1980-as években a löszmélyutak többségét lebetonozták, amelyek így nemcsak közlekedési útvonalként, de vízelvezető rendszerként is funkcionáltak. A gépesítés miatt a meredekebb lejtőkön nem lehet szőlőt művelni, így a szőlőtermesztés fokozatosan lehúzódik a domboldalokról azok lábainak irányába. A szőlőtermesztéshez kedvező földrajzi helyzetű területek elfogytak, vagy tönkrementek, így újabb telepítésekhez nehéz már jó területet találni. A mezőgazdasági termőterületek közül a Szekszárdi-dombság hazánk legerőteljesebben erodált területe (Ádám 1964). A nagymértékű felszínpusztulás oka, hogy a szőlőtermelés – mint az egyik legintenzívebb területhasználati mód – párosul teraszok kialakításával, egy olyan területen, ahol könnyen erodálható a felszín. A dombság északi és keleti peremterületein a talajok legnagyobb része 90-100 %-os mértékben erodálódott, azaz legtöbb esetben a felszínen közvetlenül a típusos löszös üledék található meg, melynek azonban jellemzője, hogy növénytermesztésre alkalmas, így az alapkőzetnek felfogható lösz tovább pusztul a mezőgazdaságilag hasznosított területeken. Ádám (1964) a szőlőtőkék kitakaródásának vizsgálatával megállapította, hogy a felszín alacsonyodásának üteme éves szinten 1,25-2,0 cm (175-280 t/ha), ami egy nagyságrenddel haladja meg a tolerálható talajvesztés értékét (11 t/ha/év – Centeri és Pataki 2003).



3. ábra: A Szekszárdi-dombság északkeleti völgyeinek szőlőterületei és domborzata, valamint a kutatás során feltérképezett teraszok (teszt terület) és mélyutak elhelyezkedése

4. Anyag és módszer

A különböző mezőgazdasági tevékenységek hatását az eltérő geomorfológiai adottságú területeken nem lehetett teljesen egységes módszerekkel vizsgálni. Habár a topográfiai viszonyok meghatározása a geomorfológiai szemlélet miatt minden esetben elsődleges volt számomra – és ezért valamennyi vizsgálatomat a területekről készített digitális domborzatmodellek elemzésével vezettem be – a különböző morfológiájú agrogén formák szükségessé tették az alkalmazott módszerek kibővítését.

4.1 A legeltetés hatásainak vizsgálata

A homokterületeken meginduló antropogén eredetű deflációs folyamatokat talajtani (Su et al. 2005), geomorfológiai (Kiss et al. 2009) és szénizotópos vagy lumineszcens kormeghatározási módszerekkel, illetve régészeti adatokkal kiegészített rétegtani vizsgálatokkal mutatták ki (Borsy 1977, Seppälä 1995, Nyári és Kiss 2005, Félegyházi és Lóki 2006, Sipos et al. 2006). A természetes formák lepusztulásának morfometriai vizsgálataival az eróziós folyamatokat lehet kimutatni, míg rétegtani vizsgálatokkal főleg az akkumulációs folyamatokra következtethetünk.

A bugaci mintaterületen a legeltetés hatásainak vizsgálatakor lehetőségem volt OSL kormeghatározási módszerek alkalmazására, melyek viszonylag pontos adatokat szolgáltatnak a homokmozgások idejére vonatkozóan. A futóhomokrétegek paraméterei (pl. vastagság, szélesség) alapján meghatároztam, hogy milyen fő felszínfejlődési folyamatok voltak jellemzőek a mintaterületen, illetve milyen formaképződés dominált, emellett a homokrétegek koradatait terepi felmérésekkel, illetve régészeti adatokkal kiegészítve megállapítottam, hogy a futóhomokrétegek emberi hatásokhoz köthetők, vagy természetes (pl. klimatikus) folyamatok hozták őket létre.

4.1.1 A bugaci mintaterület geomorfológiai viszonyainak meghatározása

A mintaterület formakincsének meghatározása eltérő módszereket igényelt, mivel az előforduló formák mérete jelentősen eltért a feltárástól távolabb eső területeken, illetve a feltárás menti szakaszon.

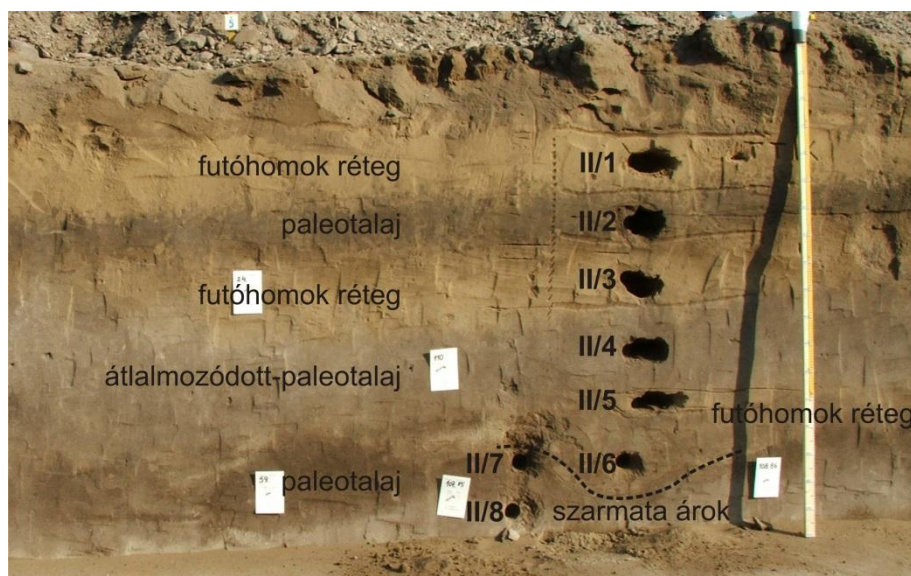
A 4,4 km²-es mintaterületről ArcMap segítségével digitális domborzatmodell (DDM) szerkesztettem, melyhez 1:10000-es méretarányú EOTR topográfiai térképeket használtam fel. A DDM-en előforduló formák azonosítása után elkészítettem a terület geomorfológiai térképét, melyen elkülöníthetővé váltak a különböző geomorfológiai egységek, emellett meghatároztam a formák elhelyezkedését, kiterjedését, magasságát, illetve mélységét. A mintaterülettől nyugatra és északnyugatra elhelyezkedő garadák és szélbarázdák magasságát, illetve hosszát a topográfiai térképek szintvonalai alapján határoztam meg, mivel DDM ezekről a területekről nem állt rendelkezésemre. A feltárás menti szakaszon szükségesnek láttam, hogy a felszín futását pontosabban meghatározzam, ezért a terepi méréseket Sokkia digitális mérőállomással végeztem el. A mérések során egyes betemetődött futóhomokrétegek vonalát is felvételeztem, mellyel a rétegtani felméréseim eredményeit kívántam pontosítani.

4.1.2 A futóhomokrétegek elhelyezkedésének és korának meghatározása

Terepi felvételezés és mintavétel

Az antropogén eredetű homokmozgások geomorfológiai következményeinek vizsgálatához, a régészeti feltárás teljes hosszáról fényképsort készítettem. A rétegek színe alapján elkülönítettem a világos színű futóhomokrétegeket, illetve a sötétebb, humuszosodott paleotalaj rétegeket. A szelvényen elkülönítettem a morfológiailag eltérő szakaszokat, melyek a jelenlegi felszín futása, illetve a betemetődött rétegek paraméterei alapján különböztek.

Az OSL kormeghatározáshoz a feltárás három pontján gyűjtöttem mintákat, melyeket átlagosan 20 cm-ként vettem bolygatatlan mintavevő segítségével, a szelvények mélysége és a rétegek számától függően 7-10 pontból. Az I. szelvényt a feltárás déli részén, a gerinc lábánál vettem fel egy szonda gödör fala mentén. A régészeti szintek ezen a szakaszon kb. 0,8 m-es mélységig voltak feltárva, de a túlmélyített kutatóárok 2,4 m-es mélységig lehetővé tette a mintavételt. A II. szelvény a szarmata telep területén lett kijelölve. A szelvény mélysége itt 1,9 m volt, a mintákat pedig 8 elkülöníthető rétegből vettem. A szelvényen jól kivehető volt egy egykori szarmata árok, melyet a későbbi homokmozgások töltöttek fel. Ezen a ponton az árkot kitöltő anyagból, és az árok mederanyagából is gyűjtöttem mintát (4. ábra). A III. szelvényt a gerinc északi lejtőjének lábánál, egy 2,3 m mély szondagödörben jelöltem ki. Habár az elkülöníthető rétegek száma itt kevesebb volt, mint a telep területén, ebből a szelvényből 10 mintát gyűjtöttem, mivel a rétegek vastagsága intenzív homok-felhalmozódásra utalt.



4. ábra: A szarmata telep futóhomok- és paleotalaj rétegei, illetve az OSL mintavételi pontok elhelyezkedése

Az OSL minták kormeghatározása

A homokminták előkészítését (feltárását) Aitken (1998) és Mauz et al. (2002) módszerei alapján végeztem el. A méréshez a minták 90-150 μm átmérőjű kvarc frakcióját használtam fel, melyet szitálással választottam el a többi szemcséktől. A karbonát és szervesanyag eltávolításához 10 %-os HCl és H_2O_2 oldatot használtam. A humuszos rétegekből származó mintákat a magas szervesanyag-tartalom miatt tömény (40 %-os) H_2O_2 oldattal kellett maratnom, a deflációs laposból származó mészsizapos minták esetében pedig tömény (37 %-os) HCl oldat használata volt szükséges a mész eltávolításához. A kvarcsezemcsék leválasztásához 2,62 illetve 2,68 g/cm^3 sűrűségű Na-poliwolframát oldatot használtam, majd a leválasztott kvarcsezemcsék külső, szennyezett részét a mérés előtt 40 %-os HF-dal tisztítottam meg.

A méréshez a megtisztított kvarcsezemcséket acélkorongokra vittem fel. A teszt mérésekhez mintánként 12-20 korongot, az egyenérték dózis meghatározáshoz pedig 24-48 korongot készítettem elő a minta mennyiségének függvényében (Sipos et al. 2009). A méréseket RISØ TL/OSL DA-15 típusú műszerrel végeztem el, amely a mintákat 470 nm-es kék fénnel stimulálja, illetve 0,114 Gy/s dózisteljesítményű $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$ zárt sugárforrás segítségével reprodukálja a szemcsékben természetes módon felhalmozódott dózist. Az OSL jel detektálásához Hoya U-340 szűrőt alkalmaztam. A legoptimálisabb mérési paraméterek

meghatározásához előmelegítési- és dózis visszamérési teszteket végeztem a mintákon. Az előmelegítési teszt során 20 °C-ként emelkedő hőmérsékleteket alkalmaztam 180-300 °C között. A tesztmérés során mért egyenérték dózisok 220-260 °C-on mutatták a legkisebb szórást, de nagyobb hőmérsékleten a visszaforgatási arány és a rekuperáció szórása is kedvezőtlenebb volt. A dózis visszamérési teszt során a dózis visszamérési arány ugyancsak 220-260 °C-on volt a legalacsonyabb, ezek alapján a méréseket 220-240 °C-on végeztem el. Az egyenérték dózisok meghatározását egymintás regenerációs (SAR) módszerrel (Wintle és Murray 2006) végeztem 160 °C-os vágási hőmérséklet és magas hőmérsékleten történő fakítás (280 °C) mellett. A természetes dózisteljesítményt meghatározó U, Th, illetve K izotópok koncentrációját Canberra típusú félvezető Ge detektorral felszerelt nagy felbontású gamma spektrométerrel elemeztem. Az izotópok koncentrációjából számított dózisteljesítmény értékeket a mintavétel során tapasztalt nedvességtartalommal (Aitken 1998), valamint a kozmikus háttér sugárzással (Prescott és Hutton 1994) korrigáltam.

A futóhomok- és paleoalaj rétegek egymásra települését és korát régészeti adatokkal vetettem össze. Az eltemetett homokformák alakja és egymásra településük, valamint a minták OSL korai alapján kísérletet tettem a feltárás menti terület felszínfejlődési rekonstrukciójának elkészítésére.

4.2 A síkvidéki földművelés hatásainak vizsgálata

A mikrodomborzati viszonyok vizsgálata a kutatások célkitűzéseire idomulva eltérő léptékben valósul meg. Például vizes élőhelyeken végzett ökológiai vizsgálatok kapcsán Hueeneke és Sharitz (1986), illetve Titus (1990) 1-100 cm magas topográfiai elemeket tekintettek mikroformáknak, Kidron (2007) pedig arid területek lefolyási viszonyainak kapcsán 1-3 mm-es egyenetlenségek hatásait kutatta. Vidal Vázquez (2006) különböző szántásmódok hatására létrejövő, 2-6 cm magas felszínkülönbségeket nevez mikrodomborzatnak, míg Blaskó et al. (2011) a talaj szénkészletének mikrodomborzattól függő változásait 30 cm-es tartományban vizsgálta egy szikes gyepterületén. Mivel a mikroformák sok munkában nem a vizsgálat céljaként, hanem vizsgálati paraméterként jelennek meg, sokszor nincs utalás arra, hogy a formák lehatárolása és mérése milyen módszereken alapult. Azok a tanulmányok, melyek részletesen kifejtik a morfometriai mérések módszertanát jellemzően geomorfológiai szemléletűek, mint pl. Rakonczai és Kovács (2006) munkája, melyben 10-30 cm magas szikpadkák méretét és elterjedését vizsgálták terepi (GPS, mérőállomás) és térinformatikai módszerekkel, valamint történeti térképek összehasonlításával, kimerítve ezzel a rendelkezésre álló módszerek eszköztárát.

A síkvidéki területek (így a mintaterületek) formakincsének vizsgálatát megnehezíti, hogy a felszínen gyakran mezőgazdasági tevékenység zajlik, így a természetes és az agrogén hatásra kialakuló folyamatok és formák keverednek. A természetes formák magassága az agrogén planáció hatására jelentősen csökkent, így ki kell emelnem, hogy az eredeti domborzati viszonyok meghatározásakor a paramétereket egy már bolygatott felszín domborzatmodellje alapján határoztam meg. Ez azért lehet fontos, mert véleményem szerint a síkvidéki területeken zajló földművelés elsősorban a természetes lefolyás megváltozása révén fejt ki kedvezőtlen hatásokat (pl. belvíz), és a természetes és a módosult domborzat összehasonlításakor a természetes lefolyás nem kezelhető objektíven, mivel meghatározása egy már eleve bolygatott felszín alapján történt.

4.2.1 Az antropogén mikroformák morfometriai paramétereinek meghatározása

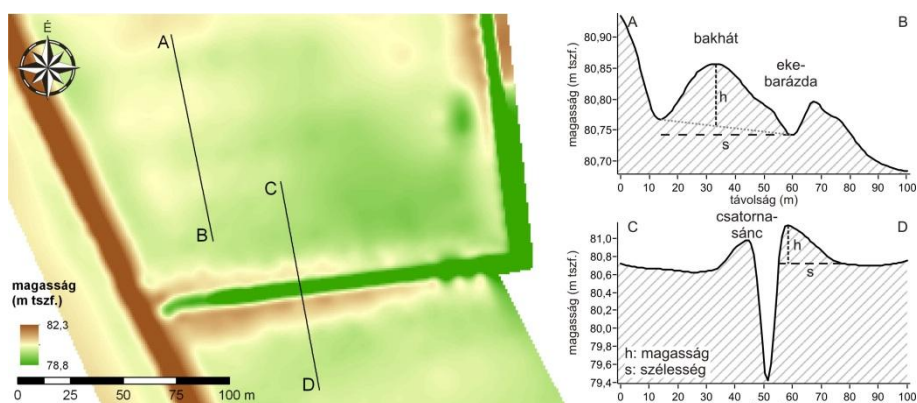
A mikrodomborzati viszonyok vizsgálatánál nélkülözhetetlen a mintaterületet reprezentáló nagyfelbontású digitális domborzatmodell (DDM), melynek mind vízszintes felbontása, mind függőleges (magassági) pontossága megfelelő ahhoz, hogy a vizsgált formák paraméterei és elhelyezkedése jól mérhető legyen. A mindszerinti mintaterületről – melyet

2007-2009 között vizsgáltam – még nem állt rendelkezésemre nagyfelbontású DDM, ezért terepi felvételezések voltak szükségesek. A későbbi vizsgálataimat jelentős mértékben segítette, hogy a tápai-réti mintaterületről 2009-ben LIDAR technológiával előállított, nagyfelbontású DDM készült (Szatmári et al. 2011), így ezen a területen terepi magasságmérésekre és hozzájuk tartozó adatfeldolgozásra nem volt szükség.

A mindszeinti mintaterület mikrodomborzatának vizsgálata

A részletes domborzatmodell elkészítéséhez geodéziai eszközök segítségével magasságpontokat határoztam meg. A mérésekhez szelvényeket három tábla területén jelöltem ki, melyeken a magasságpontok 2007 áprilisában lettek felvéve, amikor a táblákon még nem volt növényzet, de a szántott területet már elboronálták. Erre azért volt szükség, mert a szántás 10-20 cm-es magasságkülönbségei elfedhetik a terület tényleges domborzati különbségeit, melyek szintén néhány tíz cm-nek adódtak. A magasságméréseket Sokkia típusú digitális mérőállomás segítségével végeztem el. A tábla(részletek) kiterjedésétől függően 10-16 szelvény mentén mértem meg a pontok magasságát, melyek egymástól 6-10 m távolságra helyezkedtek el, a csatornákhöz közeledve pedig egyre sűrűbben (1-2 m). A terepi felvételezéssel összesen 1568 magasságpontot mértem fel, melyekből ArcMap segítségével DDM-et állítottam elő.

A formák morfológiai paramétereinek meghatározásánál a magasság és szélesség értékeket felszíni tereptörésekhez viszonyítottam (5. ábra). A tereptörések helyét a DDM-ről interpolált keresztmetszeti diagramokon határoztam meg (Kiss és Benyhe 2009).



5. ábra: A bakhátak és csatornasáncok morfológiai paramétereinek definiálása a keresztmetszeti diagramok alapján a mindszeinti mintaterületen

A tápai-réti mintaterület mikrodomborzatának vizsgálata

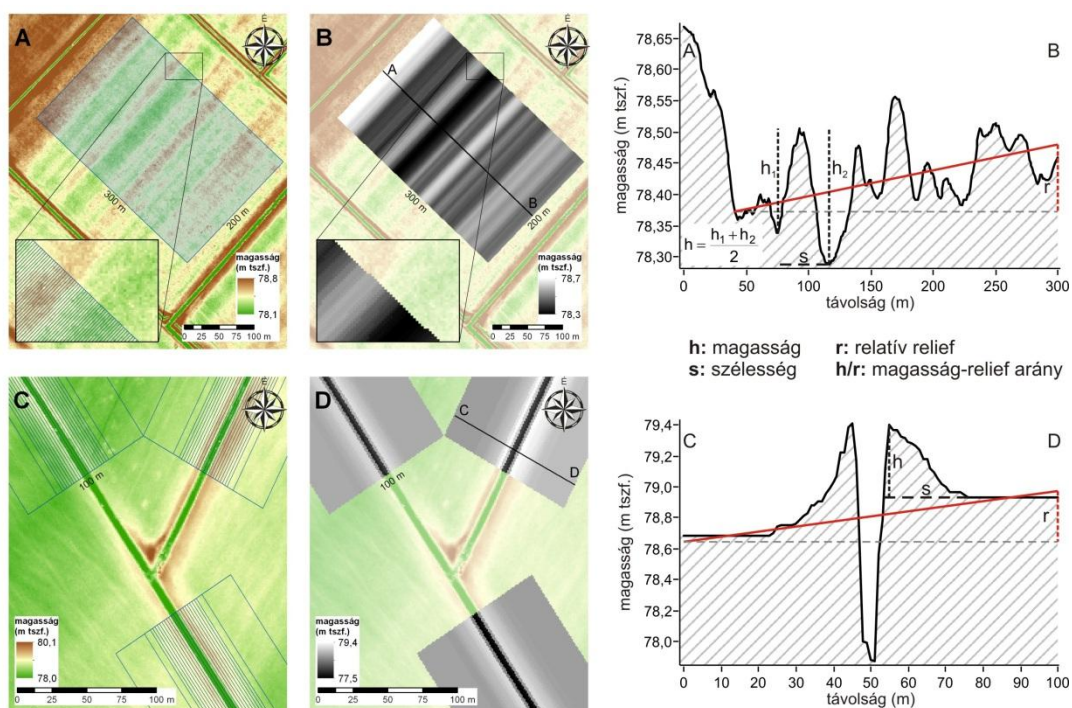
A síkvidéki mikroformákkal kapcsolatos kutatásomat az jellemezte, hogy míg korábban a mindszeinti mintaterületen csak 6 bakhát, illetve 6 csatornasánc paramétereit volt lehetőségem meghatározni, a Tápai-rétről készült LIDAR módszereken alapuló DDM részletesebb vizsgálatokat tett lehetővé (Benyhe és Kiss 2012).

A LIDAR DDM vízszintes felbontása 1 m, függőleges pontossága pedig 4,1 cm (Szatmári et al. 2011), így jó lehetőséget kínált a mikroformák morfológiai paramétereinek meghatározására. A DDM által lefedett terület kb. 77 km², melynek közel 90 %-a szántóföldi művelés alatt van, így nagy területen, jelentős számú mikroformát vizsgálhattam. A DDM területén az ártér különböző geomorfológiai egységeinek elkülönítése céljából, illetve az adatfeldolgozás meggyorsítása végett kisebb (4,8-10 km²-es) teszt területeket jelöltem ki.

A bakhátak magassági értékeinek átlagolását 24 db 6 ha-os (300x200 m-es) mérési területen végeztem el (6/A, 6/B ábra). A mérési területeket 1 méter széles, a szántásnyomokra párhuzamosan elhelyezkedő zónákra bontottam, és a DDM magasságértékeit a zónák

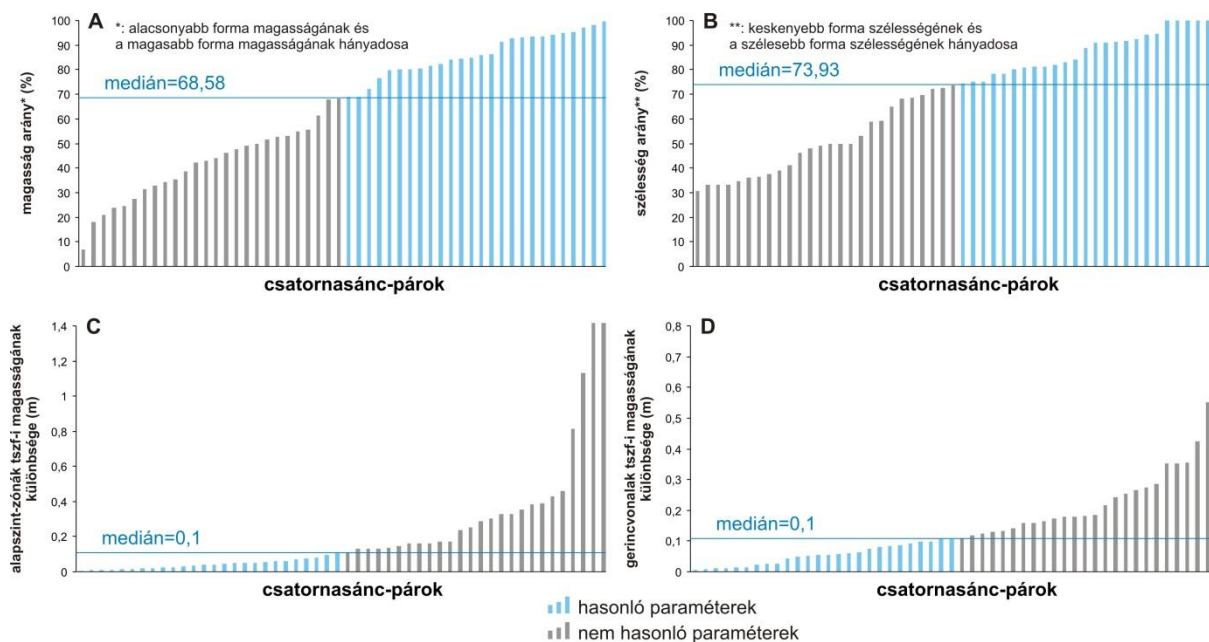
területén átlagoltam. A Tápai-réti mintaterületen egy korábban nem vizsgált paramétert is meghatároztam, amely a bakhátak magasságát és a tábla természetes lejtéséből eredő reliefértékét viszonyítja egymáshoz (**magasság-relief arány**). Ugyancsak megadtam valamennyi mérési területen a szántásirány és a tábla lejtésiránya által bezárt szög értékét is, mely szintén fontos paraméter a lefolyás-módosító szerep vizsgálatánál, mivel ez alapján a szántásnyomok ellentétes (vízvezető vagy lefolyásgátló) funkciókat tölthetnek be.

A csatornasáncok morfometriai paramétereinek mérése során a magasságértékek átlagolásához a csatornák két oldalán 50-50 méteres távolságban vettem fel zónákat (6/C, 6/D ábra). A bufferzónák szélességét 2, 5, illetve 25 m-nek állítottam be. A külső, 25 m széles zónával (alapszint-zóna) a tábla csatorna menti átlagmagasságát kívántam meghatározni. Ezáltal 68 db, összesen 37,6 km hosszú csatornaszakasz mentén vizsgáltam a csatornasáncokat. A csatornasáncok magasság-relief arányának meghatározásakor a sáncok magasságát a csatornára merőleges lejtésből eredő szintkülönbséghez viszonyítottam, melyet az alapszint-zónák magasság-különbségével definiáltam. A statisztikai értékelés során a csatornasáncok morfometriai paramétereit a vizsgált csatornaszakaszok hosszával súlyoztam.



6. ábra: A bakhátak (AB) és a csatornasáncok (CD) morfometriai paramétereinek meghatározása a tápai-réti mintaterületen

A csatornasáncok morfometriai paramétereit alapján kísérletet tettem a csatornák szimmetria szerinti tipizálására. A szimmetria meghatározásához a csatornasáncok (1) relatív magasságát, (2) gerincvonaluk abszolút tengerszint feletti magasságát, (3) szélességét, illetve az (4) alapszint-zónák tengerszint feletti magasságát hasonlítottam össze. A paraméterek összehasonlításához meghatároztam a paraméterhez tartozó hasonlósági küszöböt (7. ábra), és ez alapján a csatornák paramétereik alapján lehetnek **hasonlóak** és **nem hasonlóak**. Azokat a csatornákat, melyek mentén a csatornasáncok valamennyi morfometriai paramétere hasonló volt, szimmetrikus típusba soroltam. Amennyiben a paraméterek közül egy (pl. a csatornasáncok szélessége) nem volt hasonló, a csatornaszakaszt közel-szimmetrikusnak minősítettem. A két vagy kevesebb hasonló paraméterrel rendelkező csatornasáncok esetében a csatornát aszimmetrikusnak tekintettem.



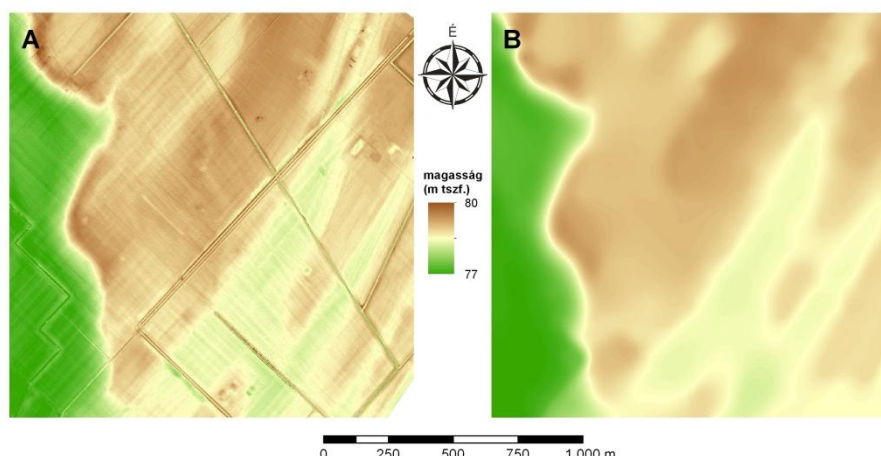
7. ábra: A morfológiai paraméterek hasonlósági küszöbértékének meghatározása paraméter-viszonyszámok (A,B) és különbség-értékek (C,D) eloszlása alapján

A csatornasáncok felszín alatti vízszivárgásra gyakorolt hatásának vizsgálata

Kutatásom során az volt a feltevésem, hogy a formák a felszíni lefolyás módosítása mellett a felszín alatti szivárgásra is hatással lehetnek, hiszen a formák helyén a szántott réteg alatti, tömörödött, rossz vízvezető képességű (eketalp) réteg kimagasodása meggátolhatja a víz oldalirányú elszivárgását (pl. a csatorna medrébe). A formák ilyen jellegű víz visszatartó szerepét 30 db bolygatatlan talajminta hidraulikus vezetőképességének meghatározásával próbáltam kimutatni. Mintavételezések a csatornasáncok oldalán, illetve a csatornától távolabb (40-50 m-es távolságban) történtek. Mintákat a mindszei mintaterületen kb. 40 cm-es mélységből, a tápai-réti mintaterületen pedig 18-22, 23-28, valamint 50-60 cm mélységből vettem. Noha Birkás et al. (2009) szerint az eketalp réteg 22-35 cm-es mélységben jellemző, a mindszei mintaterületen kb. 40 cm-en tapasztaltam érzékelhető talajtömörödést, így a mintavételi mélységet ez alapján határoztam meg. A bolygatatlan minták vízvezető képességét Eijkelkamp átszivárgás-mérőben, csökkenő víznyomás állapot mellett határoztam meg.

4.2.2 A táblák lefolyási viszonyainak meghatározása

A táblák természetes és agrogén hatásra módosult lefolyási viszonyainak összehasonlítását a tápai-réti mintaterületen végeztem el, mivel a mindszei mintaterület kis kiterjedéséből kifolyólag alkalmatlan volt arra, hogy természetes lefolyási útvonalakat azonosítsak rajta. A természetes lefolyási irányok meghatározásához szükséges lefolyás-modellezést úgy oldottam meg, hogy a LIDAR adatok alapján új DDM-et szerkesztettem, és egy antropogén formáktól mentes DDM-et hoztam létre (8. ábra). A lefolyás-modellezés során az eredeti DDM alapján meghatároztam a jelenlegi domborzat által lefolyástalaná vált területeket. A lefolyástalan területek kiterjedését és elhelyezkedését összevetettem a bakhátak és csatornasáncok elhelyezkedésével, így meghatározhattam, hogy az antropogén formáknak milyen mértékű lefolyásgátló szerepe van.



8. ábra: A nyers LIDAR DDM (A) és az antropogén formáktól és tereptárgyaktól mentes, újrainterpolált DDM (B) felszíne

4.3 A szőlőművelés hatásainak vizsgálata

A Szekszárdi-dombságon folyó szőlőművelés hosszú ideje, és intenzíven formálja a felszínt, ezért a kialakuló formák és folyamatok sokrétűek, emellett méretük és mértékük jelentősen eltér, így vizsgálatuk különböző módszereket tett szükségessé. A szőlőművelés gyakran hoz létre mikroformákat, de nagyobb léptékben (akár vízgyűjtő szinten) is komoly változásokat idéz elő, ezért vizsgálataimat is eltérő léptékben végeztem el.

4.3.1 A szőlőterületek változásainak térbeli és időbeli vizsgálata

A szőlőterületek kiterjedésének térben és időben történő változásai a létrejövő antropogén formák és folyamatok vizsgálatához adnak támpontokat, ezért vizsgálataimat a vízgyűjtők területén történő – a szőlőtermesztéssel kapcsolatos – területhasználati változások vizsgálatával vezettem be. A 18. sz. előtti időszakból a szőlőterületek kiterjedését csak becsülni tudtam (elsősorban irodalmi adatok alapján). A 18. század végétől azonban a szőlőterületek elhelyezkedését és kiterjedését pontosabban meghatározhattam térképes adatok alapján. A térképes vizsgálatokhoz az I.-II. és III. katonai felmérés térképszelvényeit ($M = 1:28800$, illetve a III. katonai térkép esetében $M = 1:25000$), az 1860-as kataszteri felmérés térképlapjait ($M = 1:2880$), az 1970-es évekből származó sztereografikus topográfiai térképeket, az 1988-as EOTR topográfiai térképek szelvényeit ($M = 1:10000$), illetve a 2006-os CORINE felszínborítási adatbázist és a 2007-es évre vonatkozóan a Google Maps, nagyfelbontású Quickbird műholdfelvételeit (~0,6 m-es felbontás) használtam fel.

4.3.2 Morfometriai vizsgálatok

Kutatásom során eltérő méretarányban végeztem morfometriai méréseket. Nagyobb léptékben (1:10000) vizsgáltam a vízgyűjtők oldalvölgyeinek morfometriai paramétereit, illetve a löszmélyutak elhelyezkedését. Kisebb léptékben (RTK GPS magasságadatok alapján) a teraszfelszínek morfometriai paramétereit, illetve mikrodomborzati sajátosságait vizsgáltam. A terepen mért adatokat ArcMap és Microsoft Excel szoftverek segítségével dolgoztam fel.

A vízgyűjtők oldalvölgyeinek morfometriai vizsgálatához az 1988-as EOTR topográfiai térképek szelvényei alapján készített digitális domborzatmodellt (DDM) használtam fel. A DDM vízszintes felbontását 2 m-ben adtam meg, így a völgyekben található mélyutak hálózatát is meg tudtam jeleníteni rajta, ami a mélyutak lefolyás-módosító hatásának vizsgálatát is lehetővé tette.

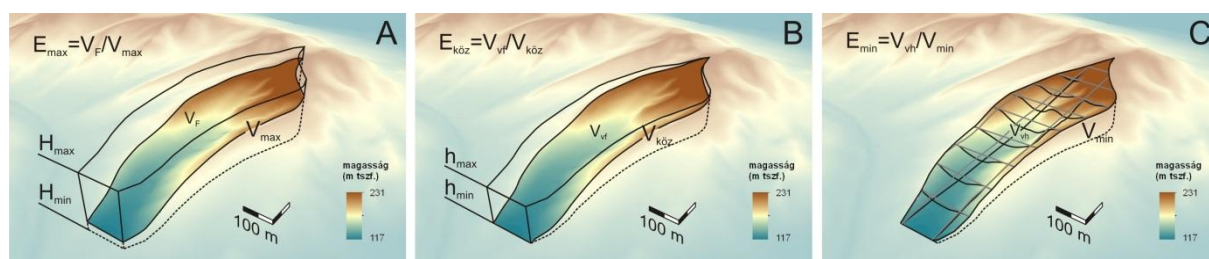
A DDM alapján meghatároztam a három fővízgyűjtő (Parászta-völgy, Bartina-völgy, Csatári-völgy) oldalvölgyeinek (részvízgyűjtőinek) paramétereit, melyek alapján

összehasonlítottam a különböző futásirányú részvízgyűjtőket. Az oldalvölgyeket kategorizáltam fő futásirányuk alapján és délies, keleties, valamint északias futású csoportokba soroltam. A vizsgálat során meghatároztam (1) az azonos futásiránnyal rendelkező részvízgyűjtők és részvízgyűjtő csoportok területének és a fővízgyűjtő területének arányát (**terület-arány index**), (2) az oldalvölgyek völgytalpainak és völgyközi hátainak esésviszonyait, és ez alapján megszerkesztettem a völgytalpak és a gerincek esésgörbéit. Az esésgörbék alapján meghatároztam a völgytalpak és völgyközi háta **homorúsági indexeit** (*concavity* – Knighton 1998), melyet a következő paraméterek alapján határoztam meg:

$$C = \frac{2A}{H}$$

ahol: C a homorúsági index, A az esésgörbe középpontjának és az esésgörbe végpontjait összekötő egyenes középpontjának magasságkülönbsége, és H a magasságkülönbség a profil mentén (relief).

A morfometriai paraméterek mellett (3) különböző módszerekkel meghatároztam az oldalvölgyek területéről hiányzó anyag mennyiségét. A térfogatszámítások során az eredeti (lepusztulást megelőző állapothoz tartozó) térfogatot háromféleképpen adtam meg, így három eltérő módszerrel számolt eróziós értéket kaptam valamennyi részvízgyűjtő területére, melyeket az eredeti térfogathoz viszonyítva, %-ban adtam meg (Benyhe és Kiss 2010). A **maximális erózió** esetében az eredeti térfogatot a fővízgyűjtő völgyfőjének és völgyszájának tengerszintfeletti magasságához viszonyítottam (7/A ábra), így ez a számítás eredményezte a legnagyobb arányú lepusztulást. A **közepes erózió** kiszámításánál az eredeti térfogatot a részvízgyűjtők völgyfőjének és völgytalpának tszf-i magasságához igazítottam (7/B ábra), míg a **minimális erózió** számításakor az eredeti térfogatot a völgyközi háta gerincevonalai alapján meghatározott felszín és a részvízgyűjtő völgyfőjének tszf-i magassága alapján adtam meg (7/C ábra).



7. ábra: A részvízgyűjtők maximális (E_{\max}), közepes ($E_{\text{köz}}$) és minimális (E_{\min}) eróziós értékeinek kiszámítási módja. H_{\max} – a fővölgy völgyfőjének tszf-i magassága, H_{\min} – a fővölgy völgyfőjének tszf-i magassága, h_{\max} – a részvízgyűjtő völgyfőjének tszf-i magassága, h_{\min} – a részvízgyűjtő völgyfőjének tszf-i magassága, V_{\max} , $V_{\text{köz}}$, V_{\min} – a részvízgyűjtő területére vonatkoztatott teljes térfogat, V_F , V_{vf} , V_{vh} – a hiányzó anyag térfogata

A részvízgyűjtő szintű – térinformatikai módszerekkel végzett – morfometriai méréseket kiegészítettem a vízgyűjtőket behálózó löszmélyutak és löszszakadékok morfometriai paramétereinek meghatározásával. A löszmélyutak mélységét a terepen, digitális famagasságmérővel határoztam meg, de a mélyutak szélességének pontos meghatározására nem vállalkoztam, mivel a mélyút (vagy löszszakadék) felső része a legtöbb esetben nem volt megközelíthető, egyben pedig balesetveszélyes lett volna. A szélesség értékeket az 1970-es sztereografikus topográfiai térkép adatai alapján adtam meg az egyes löszmélyutakra. A magasság és szélesség adatok alapján meghatároztam a löszmélyutak

mentén erodálódott anyag térfogatát, illetve összevettem a löszmélyutak és löszszakadékok elhelyezkedését és fejlettségi állapotát.

A részletesebb morfológiai vizsgálatokat a Csatári-völgy északnyugati felében elhelyezkedő oldalvölgy (Baranya-völgy) szőlőteraszain (0,35 km²) végeztem. Ezen a területen összesen 49 db szőlőterasz felszínét mértem fel RTK GPS segítségével (melynek pontossága 1-2 cm). Magasságpontokat a teraszfelszínek élei mentén mértem (15-20 m-ként), de két teraszfelszínt keresztirányban (0,2-0,5 m-es pontsűrűséggel) is felmértem, annak érdekében, hogy kirajzolódjanak a szőlősorok alatt húzódó mikroformák, illetve egy esetben felmértem egy eróziós barázda domborzati paramétereit (mélység, szélesség, esésgörbe) is.

4.3.3 Agrogén és transzportogén folyamatok mértékének vizsgálata

Morfometriai méréseimet a (módosult) szemiantropogén folyamatok mértékének meghatározása követte, mely napjainkban (és feltehetően a történelmi időkben is) meghatározta a dombság felszínfejlődését. A legfontosabb folyamatok véleményem szerint a **gyorsult talajerózió**, melyet egyaránt vizsgáltam vízgyűjtő és parcella (teraszfelszín) szinten is, valamint a szőlőműveléssel kialakuló formák (pl. mélyutak, mikroformák) **lefolyás-módosító hatásai**, melyek felelőssé tehetők az erózió felgyorsulásáért és villámárvizek kialakulásáért.

A **talajerózió** mértékét a vízgyűjtőkről, illetve a teraszokról készített DDM-ek alapján határoztam meg a Wischmeier és Smith (1978) által megalkotott USLE talajvesztési egyenlet alapján.

$$A=R*K*L*S*C*P$$

ahol: A az egységnyi területre számolt átlagos talajvesztés (t/ha/év), R a csapadék eróziós potenciálja (MJ*mm/ha/h/év), K a talaj erodálhatóságának tényezője (t*ha*h/ha/MJ/mm), L és S az adott terület kiterjedéséből és lejtéséből számítható lejtőtényező (dimenzió nélkül), C a növénytermesztési és gazdálkodási (~felszínborítási) tényező (dimenzió nélkül), P a talajvédelmi eljárások tényezője.

Az eróziót Thyll (1992) éves átlagos erozivitási értéke ($R=650$ MJ*mm/ha/h/év), valamint a 2010. június 18-ai felhőszakadás (20 perces időtartam, 40 mm csapadékösszeg, 80 mm/h maximális csapadékinzintitás) alapján számítottam ki. A felhőszakadás eróziós potenciáljának tényezőjét (R) az SI mértékegységekre történő átszámítások után (Foster et al. 1981) az USLE használati útmutatója alapján számítottam ki, és a kapott 828 (MJ*mm/ha/h) értéket az egész vizsgálati területre állandónak vettem.

$$R = E * I_{\max}$$

ahol: E a csapadék energiája adott mennyiség mellett (MJ), I_{\max} pedig a csapadékesemény során mért legnagyobb félórás csapadékinzintitás (mm/h).

A vizsgálati terület földtani felépítése homogénnek tekinthető, ezért a talajerodálhatóság tényezője (K) az egész mintaterületen állandó értéket kapott. A lösz erodálhatósága Drake (1983) szerint az iszapos vályog értékével egyezik meg, így a K tényezőt a számítások során 0,0487 (t*ha*h/ha/MJ/mm)-nek vettem

Összetett geomorfológiájú területek lejtőhossz (L) és meredekség (S) tényezőinek kiszámítását Moore és Wilson (1992) a két tényezőt összevonásával adta meg, ami jól alkalmazható rasztercellákra történő számítás esetében.

$$LS_i = \left(\frac{A_{s,i}}{l} \right)^p \left(\frac{\sin \alpha_i}{0,0896} \right)^q$$

ahol: LS_i = a raszter cellára vonatkozó lejtő paraméter (dimenzió nélkül), $A_{s,i}$ = az i -edik morfológiai egységhez (raszter cella) tartozó terület és a lejtésirányra merőleges szintvonalon mért szélesség (cella felbontás) hányadosa (m^2/m), l = az USLE egyenlet viszonyítási tesztparcellájának a hossza = 22,13 m, α_i = a lejtőszög (radián), és p és q két tapasztalati úton megállapított konstans, melyek értéke 0,6 és 1,3.

Az eróziószámítások során a fenti egyenlet módosított változatát használtam melyet Mitasova et al. (1996) fejlesztett ki ArcGIS-es környezetben való alkalmazáshoz. A szerző tanulmányában az előbbi képletet módosított változatát alkalmazza a modell ArcGIS-be való integrálásakor, melyben a p és q kitevők 0,4 ill. 1,4-re módosulnak, valamint az LS_i értéke is 1,4-szeres szorzóval szerepel², amelyet én is alkalmaztam.

A felszínborítási tényező (C) értékeit a 2006-os állapotot rögzítő CORINE adatbázis alapján határoztam meg, és összesen 6 felszínborítási kategóriát (beépített terület, erdő, gyepes terület, szántó jelentős természetes vegetációval, szántó, valamint szőlőskert) különítettem el. A különböző hasznosítású területekhez a Pataki (2000) által megadott felszínborítási tényező (C) értékeket rendeltem (2. táblázat).

A talajvédelmi eljárások (P) tényezőjének megadásakor a szőlősorok lejtésiránnyal bezárt szögét vettem alapul (Benyhe és Kiss 2011). A P értékeit annak függvényében változtattam, hogy a szőlősorok iránya hogyan viszonyult a lejtésirányhoz ($P=1$, ha a sorok párhuzamosak a lejtéssel, $P=0,5$ ha merőlegesek). A parcella-szintű erózió számítások során a teraszokra hosszirányban határoztam meg az erózió mértékét ezért a P értéket 1-nek vettem.

A **mélyutak lefolyás-módosító hatását** a 2010. június 18-i záporra szimulált vízhozam-számításokkal számszerűsítettem. Meghatároztam, hogy a mélyutaktól mentes (eredeti) és a mélyutakkal behálózott (módosult) felszín esetében milyen időkülönbséggel és milyen vízhozamok mellett tetőznek a fővölgyekben futó patakok. A modellezéshez a CORINE területhasználati térkép segítségével megadtam a lefolyási hányad értékeit (*runoff coefficient* – McCuen 2005), illetve az eredeti és módosult lefolyásviszonyokhoz tartozó érdességi tényezőket (*roughness coefficient* – Manning 1981, Horton 1916), majd a paraméterek alapján (2. táblázat) megszerkesztettem a vízgyűjtők kifolyási pontjára számolt vízhozamgörbéket és az eredeti és módosult lefolyásviszonyok alapján kapott eredményeket összevetettem.

A **mikroformák lefolyás-módosító hatását** egy terasz felszínén vizsgáltam, az eredeti (mikroformáktól mentes) és a módosult (mikroformákkal tagolt) domborzatok lefolyási térképeinek (*flow accumulation*) összevetésével.

2. táblázat: az erózió- és lefolyásmodellezéshez felhasznált paraméterek

területhasználat	növénytermesztési és gazdálkodási (C) tényező (Pataki 2000)	lefolyási hányad (McCuen 2005)	érdességi tényező (Manning 1891, Horton 1916)
szőlő	0,5	0,21	0,022
szántó	0,25	0,21	0,022
rét/legelő	0,11	0,3	0,035
cserjés terület	0,04	0,14	0,05
erdő	0,006	0,14	0,06
beépített terület, betonozott mélyút	0	0,87	0,012
vízmosások	*	*	0,035

*: a vízmosásokat csak az érdesség szempontjából vettem figyelembe

² <http://skagit.meas.ncsu.edu/~helena/gmslab/reports/CerlErosionTutorial/denix/denixstart.html>

5. Eredmények

A dolgozatomban a különböző agrogén hatásokat a létrejövő formák és folyamatok összetettségének sorrendjében tárgyalom. Munkám eredményei alapján a történelmi időkben időszakosan megjelenő túllegeltetés okozta a legkevésbé változatos formákat és folyamatokat, míg a szántással és az azt kiszolgáló vízrendezési munkákkal, illetve a teraszos szőlőműveléssel már lényegesen összetettebb forma- és folyamat együttesek jöttek létre.

5.1 Legeltetés hatására átalakuló felszín: Bugac

A defláció hatására létrejövő formák és folyamatok vizsgálata során a rétegtani- és OSL kormeghatározási módszerek csak a felszín jelenkori geomorfológiai tulajdonságainak elemzésével adnak értékelhető eredményt. A terület topográfiájának terepi és GIS módszeres felmérésével pontosabb rétegtani eredményeket kaptam, melyeket az OSL koradatokkal kiegészítve felhasználtam, hogy rekonstruáljam a felszínfejlődés menetét.

5.1.1 A terület geomorfológiai sajátosságai

A régészeti feltárás területén a felszín kevésbé tagolt, mint a vizsgálati területtől északra és nyugatra elhelyezkedő homokbuckás területeken. A garmadamezők legnagyobb része jelenleg és a II. katonai felmérés idején (1861) is erdőborítás alatt állt, így a területen meginduló modern mezőgazdasági művelés nem alakította át a formákat az elmúlt másfél évszázadban. Ezzel szemben a feltárás vonalában a domborzat szinte teljesen sík. Ez részben a modern agrogén planációval magyarázható, részben pedig azzal, hogy a felszín korábban is hasonló jellegű volt, hiszen a feltárás rétegei sem tükrözik nagyobb reliefű formák (pl. garmadák, szélbarázdák) nyomait. A vizsgálati terület felszínformáinak elrendeződése, valamint a homokrétegek futása és kiterjedése arra utal, hogy a feltárás területén a fő felszínformáló folyamat a homoklepel képződés volt, mely során csak kisebb felszíni egyenetlenségek alakultak ki.

A jelenlegi felszín domborzati viszonyai

A jelenlegi domborzat alapján a mintaterületen a formák legnagyobb része erősen lepusztult és nehezen felismerhető. A mintaterülettől kb. 4 km-re Bugac település határában található garmadák magassága 7-10 m, a mintaterülethez közeledve pedig 3-5 m, végül a mintaterület nyugati oldalán sorakozó garmadák már csak 1-4 m magasak. A mintaterülettől délnyugatra ismét magasabb (5-7 m) garmadákat azonosítottam. A garmadamezők egymástól elszigetelten helyezkednek el, közöttük szélbarázdákkal és maradékgerincekkel tagolt területek fordulnak elő. A szélbarázdák – a garmadákhöz hasonlóan – északról dél felé haladva egyre jellegtelenebbé válnak. Bugac határában még gyakoriak az 0,5-1 km hosszú szélbarázdák, míg a mintaterületen a legnagyobbak is csak 400-500 m hosszúak és kerekded alakúak. A garmadamezők magasságkülönbsége valószínűleg utólagos defláció hatására alakult ki, mely eltérő mértékben alacsonyította le a formákat. A deflációs folyamatok megindulására utalnak még a szélbarázdák, illetve a mintaterület keleti oldalán található deflációs laposok is, melyek között 1-3 m magas, ellaposodott garmadák maradványai helyezkednek el.

A topográfiai térképen ábrázolt felszín alapján egyes formák nehezen felismerhetők, rosszabb esetben a térkép pontatlanságai miatt félreazonosíthatóak, ezért a domborzati különbségeket a feltárás mentén a terepen felmért adatok alapján ábrázoltam. A topográfiai térképek szintvonaljaiból előállított DDM és a mérőállomással mért felszínek a feltárás mentén több helyen jelentősen eltértek (8. ábra). Habár a DDM felszíne a terepen mért felszíntől sehol nem különbözik az EOTR térkép hibahatáránál (0,8 m) nagyobb mértékben, de három esetben is jelentősen megközelítette azt, melynek következtében a topográfiai térképen a felszíni egyenetlenségek nem jelennek meg. A legnagyobb eltérés a feltárás déli végénél, a rá

merőlegesen futó homoklepel déli oldalán adódott. Itt a homoklepel valós felszíne egy kb. 80 m-es szakaszon átlagosan 0,3-0,4 m-rel, maximálisan pedig 0,7 m-rel volt magasabban a topográfiai térkép felszínénél. A feltárás középső részén a valós felszín volt magasabban az EOTR térkép domborzatához viszonyítva kb. 40 m-es hosszúságban. Itt a maximális eltérés valamivel alacsonyabb, 0,5-0,6 m, azonban jelentősek a felszín mikrodomborzati különbségei, melyek az EOTR térképen már egyáltalán nem láthatóak. A feltárás északkeleti részén kb. 100 m-es hosszúságban a felszín 0,4 m-rel magasabban helyezkedik el, mint a EOTR térképen, ezenkívül ez a szakasz enyhén kiemelkedik, amit a topográfiai térkép felszíne a legkisebb mértékben sem követ.

Az összehasonlítást nem a topográfiai térkép pontatlanságának meghatározása érdekében végeztem, hanem, hogy képet kapjak arról, hogy milyen megbízhatósággal alkalmazható a felszín ábrázolására a rétegtani vizsgálatok során. Természetesen nem várhattam el, hogy a térkép méretarányában a felszín hullámosságának valamennyi eleme megjelenjen, azonban a nagyobb (0,2-0,5 m magas) kiemelkedések sem voltak láthatóak, melynek következtében egyes homokrétegek alakja torzult volna azok ábrázolása során.

A topográfiai térkép alapján szerkesztett keresztmetszeti kép azt sugallja, hogy a feltárás délnyugati felén egy luv-lee oldalakkal rendelkező forma helyezkedik el. Mivel azonban a forma az uralkodó szélirányra merőleges, kizárható, hogy oldalainak különböző lejtését akkumulációs folyamatok alakították volna ki. A térképek alapján a meredekebb oldal egy deflációs mélyedés oldalára emlékeztet, azonban a terepi felméréseim szerint a kiemelkedés két oldala nagyjából azonos lejtésű, vagyis inkább homoklepel jellegű formára utal. Hasonló kiemelkedés található a feltárás északkeleti részén is, vagyis a terepi felmérés eredményei alapján két homokleplet tudtam kimutatni.



8. ábra: Az EOTR topográfiai térkép alapján és a mérőállomással meghatározott felszín összehasonlítása a feltárás mentén

A homoklepek kiterjedése

A homokrétegek nagyon változatosan települtek egymásra a feltárás mentén. A különböző színű, futóhomok- és paleotalaj rétegek három elkülöníthető szintet alkotnak, melyek közül az alsó paleotalaj, illetve a jelenlegi felszínt alkotó felső szint a feltárás teljes hosszában megtalálhatóak és viszonylag homogénnek tekinthetők, míg a köztük elhelyezkedő szint további, rövidebb, néhol egymásra települő rétegekre tagolódik (9. ábra).

A szelvény alsó részén sötét színű paleotalaj alakult ki, melynek átlagos vastagsága 0,5 m, és – többé-kevésbé – az egész feltárás alatt megtalálható. A paleotalaj alatti rétegeket két szondagödör szelvénye alapján azonosítottam. A feltárás északkeleti részén mélyített gödör szelvényének alján szürke színű mésziszapos réteget találtam, mely fölött vékony, de erősen humuszosodott paleotalaj, majd később vastag futóhomokréteg települt. A feltárás délnyugati végében 1,5 méter vastag, viszonylag egységes, mésziszapos homokrétegek fordultak elő a paleotalaj alatti, még feltárt szintben. Ezeknek a rétegeknek a horizontális kiterjedését azonban, a szelvények távolsága miatt nem tudtam megállapítani.

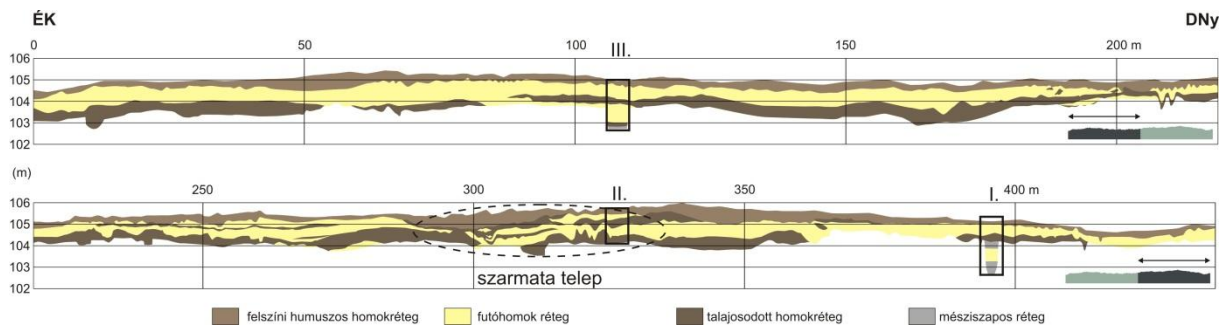
A paleotalaj helyenként a régészeti járószint alatt húzódik, egyes helyeken pedig ez a réteg képezi járószintet. A humuszos réteg felszíne nem egyenes, több helyen felfedezhetőek benne egykori árkok, melyeket a régészeti leletek alapján a szarmaták alakítottak ki, majd később a futóhomokkal betemetődtek. Az árkok különböző méretűnek adódnak a feltárás különböző szakaszain. A szarmata telep területén kisebb (0,2-0,3 m mély és 0,5-1 m széles) árkokat

alakítottak ki, míg a területtől távolabb kb. 0,5 m mély és 2 méter széles csatornák nyomai találhatóak meg, ami azt sejteti, hogy a csatornáknak eltérő funkciói lehettek. A csatornákon kívül számos hulladéktároló verem, illetve egyéb rendeltetésű, mesterséges gödör látható a régészeti járászint felszínén, melyek átmérője kb. 1 m, mélységük pedig gyakran a fél métert is meghaladta. A nagyszámú és tekintélyes méretű mesterséges forma arra utal, hogy a település hosszú életű lehetett, vagyis a szarmaták sokáig a területen tartózkodtak, így legeltető tevékenységük is hosszabb időn keresztül fejthette ki kedvezőtlen hatásait.

Az alsó, humuszos réteg felett kiterjedt futóhomok-réteg található, amely – kisebb megszakításokkal – az egész feltárás területén előfordult. Vastagsága átlagosan 0,6 m, de a feltárás északkeleti részén 0,9-1 m körül van. Folyamatossága két helyen, a feltárás középső részén, illetve a szarmata telep területén szakad meg. A futóhomokréteg azokon a szakaszokon vékonyodik el, illetve szűnik meg, ahol az alatta húzódó paleotalaj magasabban helyezkedett el, ráadásul a zavart réteghatár alapján bolygatva volt (pl. az árkok környezetében és a telep északkeleti részén). A zavart felszínen a világossárga futóhomok kisebb vastagságban rakódott le, ami a magasabb, növényzettől mentes térszíneken fellépő, utólagos eróziós folyamatokra utal. A futóhomokos szint a feltárás egyes szakaszain további futóhomok- és paleotalaj rétegekre tagolódik. A legkiterjedtebb köztes paleotalaj a feltárás középső részén található, mely 45 m széles sávban jelenik meg, azonban vastagsága csekély (10-20 cm). Vastagsága mellett világos-szürkés színe is arra utal, hogy a humuszosodás csak rövid ideig tartott. A szarmata-telep területén és közvetlen környezetében is hasonló színű, gyengén humuszosodott rétegek találhatóak a középső szint homokanyagába ágyazva, illetve annak tetején. A középső futóhomokréteg ezen a kb. 50 m-es szakaszon megszakad és helyén több futóhomok- és paleotalaj réteg húzódik. A szarmata telep északkeleti felén két ilyen futóhomokréteget és két paleotalaj réteget azonosítottam, melyek 15 m szélességben terülnek el, a délnyugati oldalon pedig egy-egy, az előbbieknél valamivel vastagabb, azonban csak 10 m széles futóhomok és paleotalaj található.

A jelenlegi felszín talajosodott homokrétege viszonylag vékonyan (10-20 cm) jelenik meg a hossz-szelvényen. Ez a humuszos homokréteg megvastagszik (0,7-0,8 m) a feltárás északkeleti részén, illetve a szarmata telep területén is. Ezeken a szakaszokon kívül a felső réteg szinte sehol sem fejlődött 0,4 m-nél vastagabbra. A felső szint ott vastagodott meg, ahol az alatta lévő futóhomok felszínében mélyedések voltak. A réteghatárok alapján az akkumuláció helyileg nem függött a területek csúcsi, vagy lejtőn való elhelyezkedésétől, mivel korábbi gerincek oldalában és azok tetején egyaránt megtalálhatóak, azonban a felhalmozódás jelentősebb mértékű volt az alacsonyabb helyzetű szakaszokon, vagyis a feltöltődések tovább egyengették a szintkülönbségeket.

A betemetődött rétegek egymásutánisága arra utal, hogy a területen több homokmozgási időszak zajlott, amelyeket nyugodtabb, talajosodással jellemezhető időszakok zártak le. A homokmozgási időszakokban jellemzően homoklepel képződés zajlott. A területen egyéb formák (homokbuckák, szélbarázdák) képződésére utaló jelek nincsenek, mivel a rétegek egyenletes, kis reliefű felszínre utalnak. Minden egyes homokréteg és paleotalaj enyhén eltérő színű, azaz valószínűleg különböző korúak lehetnek. Az OSL mérésekkel és a régészeti leletek tükrében nyílt lehetőség arra, hogy a terület felszínfejlődését rekonstruáljam.



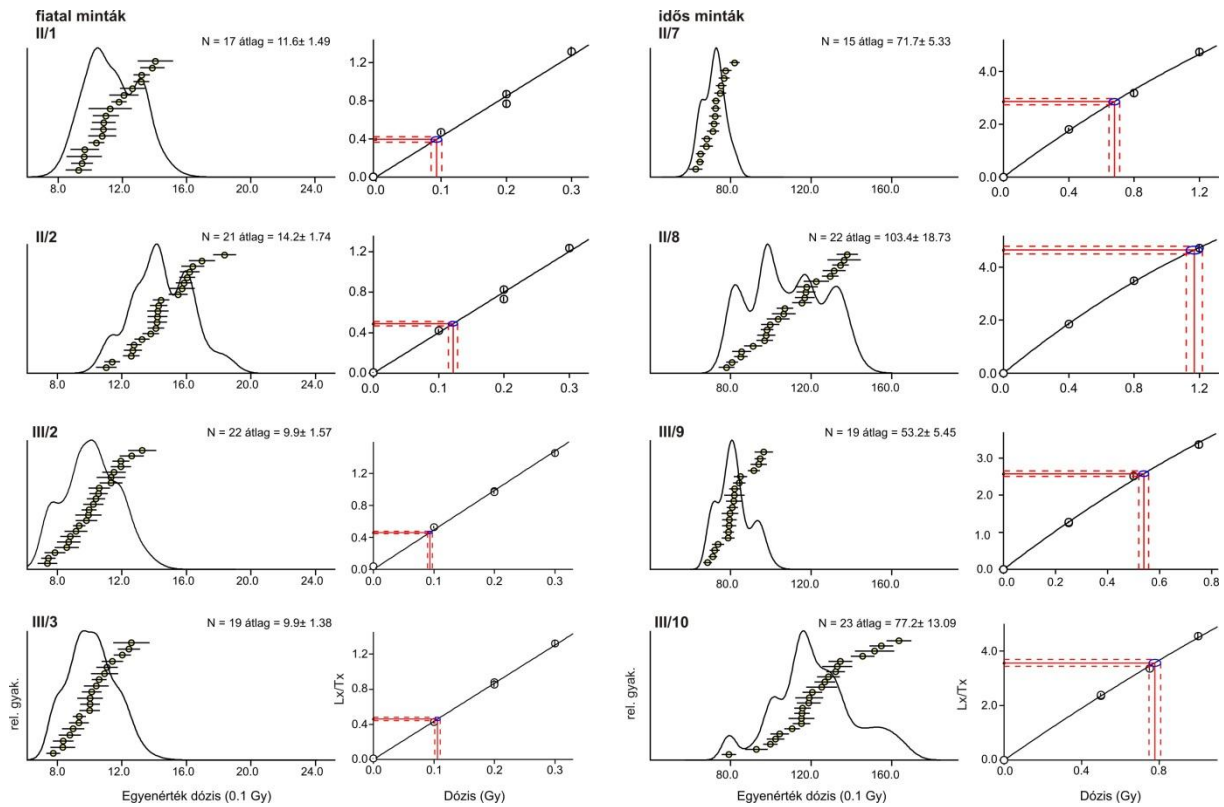
9. ábra: A feltárás keresztmetszeti képe (I-III.: OSL mintavételi helyek)

5.1.2 Legeltetés hatására meginduló deflációs folyamatok

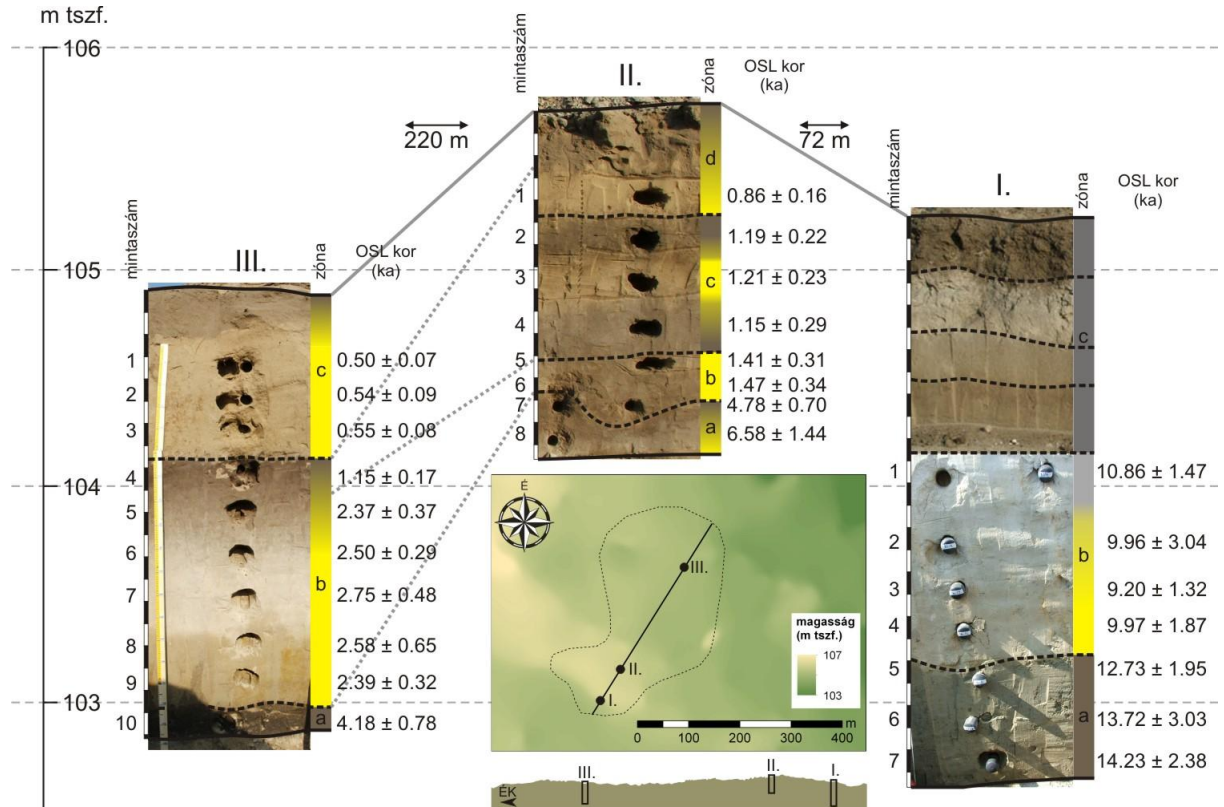
A homokrétegek kiterjedése arra utal, hogy a feltárás teljes hosszában újra és újra meginduló futóhomok-felhalmozódás volt jellemző, azonban a homoklepel rétegek elhelyezkedéséből nem állapíthattam meg, hogy mikor, és milyen sebességgel alakultak ki. Az OSL koradatok alapján meghatároztam egyes rétegek kialakulásának idejét, illetve a morfológiai és a koradatok segítségével rekonstruálhattam a felszín fejlődésének menetét a feltárás területén.

A homokmozgások kora

A vizsgált OSL minták egyenérték dózisének eloszlásgörbéi a legtöbb minta esetében több csúccsal rendelkeznek, vagyis a homokrétég anyaga bizonyos mértékben kevert (10. ábra). Az összekeveredett, különböző korú homokanyagok az eloszlásgörbéken lokális maximumok formájában rajzolódnak ki. Az egyenérték dózisokból kiszámított koradatok ez okból több esetben nagy szórást mutatnak. A homokrétegek anyagának ilyen jellegű kevertségére két magyarázat is lehet. A felszín emberi hatásra történő bolygatásával (pl. árokásás, szántás) a különböző időszakban felhalmozódott rétegek anyaga keveredhetett, majd betemetődésükkel a korkülönbségek konzerválódhatnak. Hasonló keveredést okozhat a homok nagyon intenzív áthalmozódása is, mely során a gyors betemetődésnek köszönhetően a homokszemcsék nem tudnak fény hatására teljes mértékben kifakulni, és így koruk idősebbnek adódhat a mérés során. Azonban előre kell bocsátanom, hogy a rétegek kora a homok keveredése ellenére jól korrelál a régészeti adatokkal, és a koradatok kronológiailag helyes sorrendet mutatnak mindhárom mintavételi hely rétegei esetében (11. ábra).



10. ábra: Egyenérték dózis és dózis lumineszcens válaszgörbék felszín közeli, fiatal és mélyebben elhelyezkedő, idősebb rétegekből



11. ábra: A mintavételi helyek rétegsorai és a minták OSL kora

I. szelvény

A feltárás délnyugati végénél létesített mintavételi hely egy egykori vizenyős deflációs mélyedés szélén helyezkedik el. A szelvény (4. ábra) legidősebb, 2,0-2,6 m mélyen elhelyezkedő mészsizapos homokrétege (I/a-zóna) az OSL mérések alapján a későglaciális szakaszaiban³ rakódott le. A szelvénynek ebből a legalsó, feltárt zónájából származó három minta (I/7, I/6 és I/5) OSL kora $14,23 \pm 2,38$, $13,72 \pm 3,03$, illetve $12,73 \pm 1,95$ ka⁴. Ez alapján a zóna homokanyaga a Würm-későglaciális átmenettől a fiatal Dryas kezdetéig tartó időszakban akkumulálódott. A zónából származó minták jelentős mennyiségű mészsizapot tartalmaztak, ami a felhalmozódást követően nedves környezet kialakulására enged következtetni. A meszes üledék képződése időben jól korrelál Sümegi et al. (2011) Kolon-tavon végzett rétegtani vizsgálataival.

Erre a mészsizapos rétegre egy 0,9 m vastag, világos színű, homogén futóhomokköteg települt (I/b zóna). A réteg aljából származó legidősebb minta (I/4) OSL kora $9,97 \pm 1,87$ ka, vagyis csaknem háromezer évvel később halmozódott fel, mint az alatta lévő mészsizapos homokköteg felső mintája. Ez arra utal, hogy a késő glaciális végén – holocén kezdetén homokmozgástól mentes időszak lehetett, majd újra mozgásba lendült a homok. Bár a holocén elején a klíma fokozatosan javult (Járainé 1969), a homogén futóhomokrétegből származó minták közel hasonló OSL kora egy nagyon intenzív, egységes homokmozgási időszakra utal. Hasonló korú, preboreális homokmozgásokra talált bizonyítékot Borsy (1977), Gábris (2003) és Nyári és Kiss (2005) a Duna-Tisza közén. Az I/3, I/2 minták OSL kora $9,20 \pm 1,32$, $9,96 \pm 3,04$, míg a homokköteg legfelső mintája idősebb (I/1: $10,86 \pm 1,47$ ka). Ez csak úgy magyarázható – és a minta egyenértékű dóziszgörbéje is azt mutatja – hogy gyors homokmozgás történt, melynek eredményeképpen a nagy tömegben mozgásba lendült homokszemcséket nem érte elegendő fény ahhoz, hogy korábban felhalmozódott OSL jelük nullázódjon. Az I/b zóna felső, 0,3 m vastag rétege nagymennyiségű mészsizapot is tartalmazott, amely ismételt egy nyugodt, homokmozgásoktól mentes, vizes környezet kialakulására utal. A Duna-Tisza közén végzett környezetrekonstrukciós vizsgálatok (Sümegi et al. 2005, Jenei et al. 2007) eredményei azt mutatják, hogy az édesvízi mészkő képződése jellemzően kb. 6000 évvel ezelőtt szűnt meg. Ebben a szelvényben ez korábban történt, ami a holocén eleji, intenzív homokfelhalmozódás magyaráz, hiszen a közel 1 m vastag homokköteg betemette a vizenyős területet, ami ezt követően szárazabbá vált. Az I/c zóna rétegeinek kora nem ismert – mivel a zóna megmintázásának fizikai akadályai voltak – így az I. mintavételi helyen a történelmi időkből származó rétegeket, így emberi hatásra kialakult folyamatokat sem tudtam közvetlenül kimutatni.

II. szelvény

A II. szelvény a szarmata telep rétegeit tárta fel. A II/a zónából származó II/8-as minta OSL kora $6,58 \pm 1,44$ ka. A homok a réteg alsó felén még világos színű, azaz futóhomok lerakódásra utal, de felfelé haladva egyre talajosodottabbá, sötétebbé válik. Ez arra utal, hogy a felhalmozódott homokfelszínen a kedvező klímán megtelepedett a növényzet és megindult a talajképződés, mely a szubboreális fázis szárazabb klímáján is tovább folytatódott. Erre utal, hogy a humuszos homokból vett II/7-es OSL minta jóval fiatalabb ($4,78 \pm 0,70$ ka) azaz a szubboreális időszak kezdetén alakult ki, igaz a felhalmozódás mértéke nem volt olyan nagy, hogy a vegetációt maga alá temesse, így a talajosodás sem szűnt meg.

Ugyanakkor a II/a zónára települő (II/b zóna) futóhomok kora 1,4 ezer év körüli (II/6: $1,47 \pm 0,34$ ka; II/5: $1,41 \pm 0,31$ ka). Tehát már a holocén szubatlanti fázisában, a szarmata kor végén rakódhatott le a homokanyag. Azaz a bronzkorban lerakódott homok (II/a zóna) közel három ezer éven keresztül állandó, bolygatatlan felszínt alkotott, amely még a szarmata

³ A pleisztocén és holocén tagolásához Járainé (1969) és Litt et al. (2003) korbeosztását alkalmaztam.

⁴ ka: ezer év

korban is felszínen lehetett („járószint”), hiszen ebbe mélyül egy kisebb árok is, amelynek kitöltését képviselik a II/5-6 minták. A szarmaták árkait kitöltő kb. egy évszázad alatt lerakódott futóhomok (II/b zóna) vastagsága átlagosan 0,3-0,4 m. Ebben a futóhomok-rétegben egy 0,1 m vastag lepelhomok-réteg települt (II/5), melynek kora $1,41 \pm 0,31$ ka, és a homok-felhalmozódás ütemének rövid ideig tartó felgyorsulását jelzi. A némileg fiatalabb, színe alapján jól elkülöníthető réteg arra utal, hogy a szarmaták legeltetésének hatására többször lendült mozgásba a homok, mely betemette a szarmaták árkait és hulladékgyűjtőit.

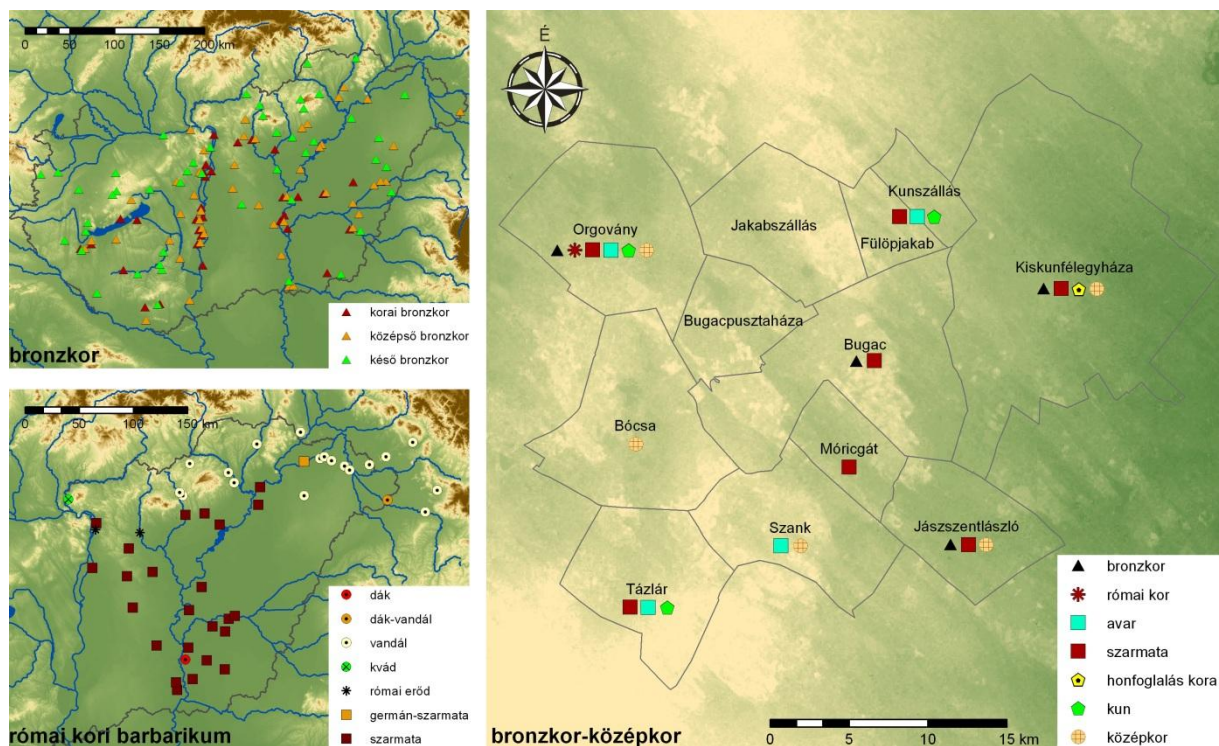
A futóhomok felhalmozódása a honfoglalás előtti időkben indult újra, amint azt a II/b zónára települt újabb 0,6 m vastag futóhomok mutatja, melynek felső része humuszosodott. A II/c zóna alsó, világos szürke homokrétegéből vett II/4-es OSL minta kora $1,15 \pm 0,29$ ka. A réteg homok-anyagának felhalmozódása gyorsan történt, és a zóna alsó részének sötét színe (de a felette levő világos réteggel közel egyező kora) arra utal, hogy a gyors homokmozgás során a környező területek felső, talajosodott rétege halmozódott át először (II/4 minta), melyet a további akkumuláció a már humusztmentes, világos sárga futóhomokkal (II/3 minta) fedett be. A 0,8 m mélységből származó világos színű homokból vett II/3-as minta OSL kora $1,21 \pm 0,23$ ka, míg a réteg felső, humuszos részéből vett minta (II/2) kora $1,19 \pm 0,22$ ka, tehát a felhalmozódás csupán néhány szélesesemény hatására jöhetett létre.

A szelvény felső, 0,5 m vastag II/d zónája egy Árpád-kori homokmozgás eredményeként alakult ki. A futóhomokrétegből 0,4 m mélységben vett II/1-es minta OSL kora $0,86 \pm 0,16$ ka, felső, humuszosodott része már a jelenkori felszínt képezi.

A szelvényben vizsgált legidősebb homok-felhalmozódás (II/a zóna) a holocén atlanti fázisában, régészeti kronológiát tekintve pedig a rézkor végén kezdett kialakulni, azonban a zóna felső, 0,2 m vastag része jóval később, a kora bronzkorban halmozódott fel, vagyis feltehetően az itt letelepedő pásztorkodó törzsek (pl. Vatyai kultúra) túllegeltetésének következtében lassú homokmozgás indult meg, mely vékony homoklepel formájában rakódott rá az alatta lévő futóhomokrétegre. A szarmata időszak végén hasonló homokmozgásra utal a szarmaták árokrendszerét is kitöltő futóhomok, mely több periódusban rakódott le. A feltárásban talált bronzkori és szarmata kori régészeti leletek és objektumok közvetlenül bizonyítják, hogy a terület ezekben az időszakokban lakott volt, de a környező településeken talált régészeti leletek arra utalnak, hogy a homokvidéken a későbbi időszakokban is megtelepedtek pásztorkodással foglalkozó népcsoportok (13. ábra). A szarmata időszakot követően két nagyobb homokmozgási periódust sikerült kimutatnom (II/c és II/d zóna), melyek a népvándorlás idején, illetve az Árpád-kor idején zajlottak. Mindkét homokmozgás időben jól korrelál Nyári és Kiss (2005) korábbi, a Kiskunsági-homokvidék területén végzett kutatási eredményeivel.

A népvándorlás idején történő futóhomokmozgást minden bizonnyal a Kárpát-medencébe érkező nomád törzsek – elsősorban az avarok – legeltetése okozta. Az avarok megtelepedésére utaló régészeti leletek számos környékbéli településről kerültek elő, így közvetetten igazolják, hogy ez időszakban a homokvidék lakott volt (13. ábra). Habár a kései avar kor népessége már felhagyott a nomád legeltetés hagyományaival (Szőke 2003), a régészeti lelőhelyeken talált nagyszámú állatcsont (juh, sertés) maradványok (Vida 2003) arra utalnak, hogy továbbra is jelentős legeltetés folyt településeik környezetében.

Az Árpád-kori homokmozgást feltehetően a nagyszámban betelepülő kun népesség pásztorkodó tevékenysége okozta. A kunok betelepülésüket követően egészen a 14. század közepéig nem hoztak létre állandó településeket (Hatházi és Szende 2003), vagyis nomád állattartó életmódjukat sokáig megőrizték. A Bugaci-homokvidéken több település környezetében kerültek elő kun régészeti leletek, amelyek alátámasztják, hogy a területen pásztorkodás folyt ebben az időszakban.



13. ábra: Magyarország és Bugac környékének – dolgozatomból szempontjából – fontosabb régészeti leletei (Forrás: Tóth 1990, Visy 2003)

III. szelvény

A feltárás legalacsonyabb részén létesítettem a III. szelvényt, amely egy nagy kiterjedésű, alacsony fekvésű kifűvós/transzportációs területet reprezentál. A szelvény legidősebb, megmintázott zónája egy erősen humuszosodott paleotalaj (III/a zóna), mely egy mészszipos réteget fedett be. A rétegből vett III/10-es minta az OSL mérések alapján $4,18 \pm 0,78$ ka korú, vagyis kialakulása a szubboreális időszakra tehető. A feltárásnak ezen a szakaszán régészeti leletek nem kerültek elő, de a réteg OSL kora alapján párhuzamba állítható a II. szelvény a-zónájának felső részével.

A paleotalajra a szubboreális fázis végén vagy a szubatlanti fázis elején egy 1,1 m vastag futóhomokrég telepedett (III/b zóna). A rétegből származó minták (III/9–6) OSL kora alapján nehéz megállapítani, hogy pontosan mikor történt a homokmozgás, mivel a koradatok kronológiai sorrendje megtörik. A réteg aljából, 1,8 m mélyről származó III/9-es minta kora $2,39 \pm 0,32$ ka, míg a felszín felé haladva 1,4 m mélységben a III/7-es minta kora $2,75 \pm 0,48$ ka, majd 1,1 m-es mélységben a III/5-ös minta OSL kora ismét $2,37 \pm 0,37$ ka. Ez azt tükrözi, hogy valószínűleg gyorsan halmozódhatott át a vastag homokréteg, ezért a homokszemek régebbi OSL jele nem tudott nullázódni. A III/4-es minta kora alapján ($1,15 \pm 0,17$ ka) a homok mozgása a honfoglalás idejére megszűnt, és a növényzet elterjedése miatt újra talajosodott a felszín.

A sötét, talajosodott rétegre átmenet nélkül egy 0,6 m vastag világos futóhomokrég rakódott (III/c zóna). A rétegből származó három OSL minta (III/3–1) koradatai szerint a homokmozgás nagyon gyorsan zajlott. A 0,6 m-es mélységből származó minta OSL kora $0,55 \pm 0,08$ ka, míg a 0,35 m-es mélységből származó legfiatalabb minta kora $0,50 \pm 0,07$ ka. A középkorban zajló intenzív akkumuláció a feltárás mentén a legfiatalabb, azonosított futóhomokmozgás, ami a koradatok alapján száz évvel a kunok letelepedési időszaka (14. század közepe) után következett be.

A feltöltődés üteme

A terület feltöltődése a feltárás mentén különböző ütemben és eltérő időszakokban zajlott. A szelvények mintáinak kora alapján a felhalmozódási periódusok és szünetek helyről-helyre különböznek. A feltöltődés mértékére közelítő adatot számoltam – bár az OSL adatok szórása nagy volt. Az akkumuláció a III. szelvény környezetében volt a legintenzívebb, annak ellenére, hogy itt történt a legkevesebb homokmozgás. Itt a homok-felhalmozódás átlagos üteme 0,5 mm/év volt, míg az I-II. szelvényekben ez az érték csupán 0,2 mm/év. A feltöltődés üteme azonban nem volt egyenletes és a különböző időszakokban az átlagostól jelentősen eltérhetett.

Az I. mintavételi helyen, a deflációs mélyedés peremén csak a szubboreális fázisnál korábban zajló felhalmozódásokat tudtam elemezni. A feltárástól délre elhelyezkedő mélyedés a későglaciális során (kb. 5000 év alatt) 1,5 m-t töltődött fel, majd a holocénben további 1 méterrel magasodott. A feltöltődés üteme a későglaciális idején megközelítőleg 0,4 mm/év volt, azonban a holocén elején felhalmozódott 0,9 m vastag futóhomokrég nagyon gyorsan, néhány szélesemény hatására alakulhatott ki. A holocén elejétől napjainkig tartó időszak alatt további homokleplek fedték be a szelvény területét, melyek korát azonban külön-külön nem határoztam meg. A feltöltődés átlagos üteme ebben az időszakban 0,1 mm/év, azonban a rétegek elkülönülése alapján véleményem szerint ekkor sem folyamatos feltöltődés zajlott, hanem három különböző időszakban gyors futóhomok-felhalmozódások történhettek.

A II. és III. mintavételi helyeken a holocén atlanti fázisától kezdődően adhattam meg a feltöltődés ütemét, azonban ezeken a mintavételi helyeken is csak egy-egy esetben tapasztaltam folytonosságot a feltöltődésben. A II. mintavételi helyen a szarmata telep területén az atlanti fázis során a terület kb. 0,2 mm/éves feltöltődés mellett 0,3 métert magasodott, majd a homok felhalmozódása több mint 3000 éven keresztül szünetelt. Újabb felhalmozódásokra a történelmi időkben került sor, melyek során a területet három további homoklepel fedte be 1,3 m-es vastagságban. A III. szelvény területén a felhalmozódásnak két nagyon intenzív szakasza volt, így ezeknek a rétegeknek a feltöltődési üteme sem adható meg pontosan. A két futóhomok-képződési szakasz között egy nyugodt időszakra utal a III/4-es és a III/5-ös minta kb. 1200 éves korkülönbsége, mely során a felszín feltöltődése tovább folyt kb. 0,2 mm/éves ütemmel.

A felszínfejlődés menete

A homokrégék paraméterei (kor, szélesség, vastagság, mélység és egymásra település) eltérő képet mutatnak a különböző OSL mintavételi helyek környezetében. Az eltérések a felszín fejlődésének területi különbségeit mutatják a feltárás mentén, arra utalva, hogy viszonylag kis távolságokon belül is mozaikosan változott a felszín. Az akkumulációt kiterjedt homokleplek jelzik, melyek a feltárás mentén többször is kiékelődnek, eltűnnek. A futóhomok rétegek megszakadása, illetve hirtelen elvékonyodásuk az akkumuláció lokális szünetelésére, esetleg utólagos eróziós folyamatokra utal. Egyes felhalmozódások, illetve talajosodott rétegek nem minden szelvényben jelentek meg, illetve bizonyos rétegek a szarmata telep környezetében a bolygatás következményeként megszakadnak, illetve megszűnnek, vagyis a település környezetében a felszín bolygatása nem tette lehetővé homogén rétegek felhalmozódását a szarmaták ittléte alatti időszakban.

A feltárás délnyugati végénél, a későglaciális idején lerakódott réteg (I/a) kora és mészsizap tartalma arra utal, hogy ez a terület vizenyős térszinné vált a homokanyag felhalmozódását követően, de még így is a környezeténél mélyebben, egy egykori deflációs lapos alján helyezkedett el. A réteg vastagságából és a minták korából arra következtettek, hogy a homok felhalmozódása a vizes környezet ellenére lassan, de folyamatosan zajlott. A

koradatok alapján a felhalmozódás a pleisztocén végén kb. 2500-3000 évig szünetelt, majd a holocén elején egy intenzív homokmozgási periódus kezdődött, mely rövid idő alatt, jelentősen feltöltötte a mélyedést. Ezt követően az atlanti fázis közepéig – a boreális fázis száraz klímája ellenére sem sikerült kimutatnom deflációs folyamatok nyomait egyik mintavételi helyen sem, vagyis ebben az időszakban a feltárás egész területén szünetelt a felhalmozódás.

A II. és III. szelvény alapján talált legidősebb felhalmozódások a bronzkorban alakultak ki, feltehetően az itt élő pásztorkodó törzsek túllegeltetése folytán. A bronzkori felhalmozódások ideje és mértéke is kissé eltérő a két szelvény területén, vagyis a bronzkorban is több lokális homokmozgás történt. A bronzkort követően a terület 2-3000 évig nyugalomban volt, melyet a homok felső részének humuszosodása bizonyít.

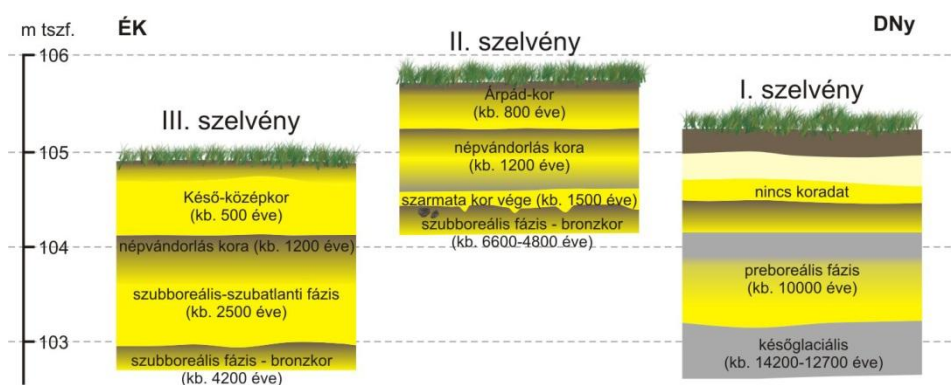
A bronzkortól napjainkig tartó időszak során összesen öt homokmozgási periódust sikerült elkülönítenem, de sajnos a rétegek között átfedések alig vannak (esetleg a II. és III. szelvénynél lehet gyenge alapokon nyugvó párhuzamokat vonni). A II. szelvény területén három, míg a III. szelvénynél további két futóhomokréteg utal az egykori homokmozgásokra (14. ábra). A bronzkortól számított legidősebb homokmozgás a feltárás észak-keleti részén (III. szelvény) elterülő deflációs mélyedést töltötte fel.

Időrendben a második nagy homokmozgás a területen megtelepedett szarmata népcsoportok legeltető tevékenységével magyarázható. A szarmaták jelenlétét a feltárásban és a környező települések határában talált régészeti leletek bizonyítják, de a szarmaták idején meginduló homokmozgások nyomait a feltárás közepén elhelyezkedő lepelhomokból felépülő, környezeténél 0,5-1 méterrel magasabb, gerinc-szerű forma a szarmata időszak végén kezdett kialakulni. A homoklepel az i.sz. 5 században, két elkülöníthető szakaszban rakódott le a területen, és betemette a szarmaták árkait és mesterséges vermet.

Ezt követően a felszín kb. 3 évszázadon át nyugalomban volt. A következő (időrendben harmadik) homokmozgás a szintén legeltető életmódot folytató avarok megjelenését követően, az i.sz. 8. század környékén zajlott, és újabb homoklepellet fedte be a II. szelvény környéki területet, tovább magasította a kialakuló gerincet, majd a feltöltődés leállása után talajosodott. A homokmozgás nyomait (III/4-es minta) a vizsgálati terület mélyebben fekvő, észak-keleti részén is megtaláltam, itt azonban a feltöltődés nem volt annyira intenzív, hogy a növényzetet maga alá temesse és a talajképződési folyamatot megszakítsa. A II. szelvény területén 0,6 métert magasodott a felszín, a III. szelvény mélyedésében viszont a feltöltődés mindössze 0,1-0,2 m lehetett.

A negyedik homokmozgás a kunok bevándorlásának idején történt, ami a lepelhomokból kialakult gerincet egy újabb réteggel magasította, majd napjainkra talajosodott. Ez a homokmozgás valószínűleg csak ezt a kiemelt helyzetű területet érintette, hiszen a mélyebben fekvő területeken ebből az időszakból nincsenek koradatok. A mélyebb területeken ha volt is ebben az időszakban felhalmozódás, az a későbbi erózió hatására lepusztult a területről. A feltárás közepén húzódó kiemelkedést tehát minimum négy, egymásra települt homoklepel építette fel, melyek a szakaszosan megjelenő legeltető tevékenység következtében alakultak ki, és a bronzkori járófelszínhez képest a terület felszínét 1-1,2 méterrel emelték meg.

A mintaterületen észlelt utolsó futóhomokmozgás a kun lakosság letelepedését követően történt. Az intenzív homokmozgás a feltárás észak-keleti részén elhelyezkedő mélyedést kb. 200 méteres szélességben és átlagosan 0,5 méteres vastagságban feltöltötte fel, maga alá temetve a korábban kialakult humuszos paleotalajt.



14. ábra: A feltárás-menti terület felszínfejlődésének menete

5.1.3 Összegzés

Vizsgálataim során megállapíthattam, hogy az eolikus tevékenység feltehetően igen szoros kapcsolatban állt az itt megtelepedő, a területet használó nagyállattartó népek környezetre gyakorolt hatásával. A folyamat eredményeképpen a terület nivellálódott: a deflációs mélyedés a bronzkorban még 1,6 m-rel volt alacsonyabban, mint a szarmata telep területén elterülő kiemelkedés. Ez a különbség napjainkra a felére csökkent – bár a magasabb területet is homoklepek fedték be, igaz csekélyebb vastagságban.

A feltárás hossz-szelvényén látható homokrétegek elhelyezkedése és mérete, illetve a vizsgálati terület domborzati viszonyai alapján a történelmi időkben a feltárás környezetében a homoklepel képződés dominált. Ez arra utal, hogy a felszín pusztulása (az uralkodó széliránynak megfelelően) elsősorban a feltárástól északnyugatra lehetett jellemző, a nagyobb reliefű és könnyebben kiszáradó garmadákval borított térszínen. A feltárás területén húzódó északnyugat-délkelet irányú kiemelkedésről a topográfia alapján korábban azt feltételeztem, hogy maradékgerinc, mely az északnyugati szelek hatására kifújott mélyedések között maradt fenn, azonban a felszínfejlődési rekonstrukció alapján ez a terület fiatal homokfelhalmozódásokból épül fel, ezért valószínűleg délkeleti irányban megnyúlt homoklepek egymásra településével alakult ki. A kiemelkedéstől délre elhelyezkedő lapos terület rétegsora ugyancsak cáfolja a forma pleisztocén reliktum jellegét, mivel itt csak a későglaciális megelőzően történhetett defláció, hiszen a rétegsorok alapján a későglaciálisról napjainkig a terület fokozatosan feltöltődött.

A homoklepek kora alapján megállapíthattam, hogy a terület felszínét kizárólag a holocénben áthalmozódott futóhomokrétegek alkotják, és pleisztocén korú rétegek a felszíntől számított 1,5-2 méteres mélységig nem fordulnak elő. Ezért véleményem szerint a vizsgálati terület (tágabb értelemben a Duna-Tisza köze délkeleti pereme) mai felszínének kialakításában a holocénben zajló deflációs folyamatok hasonlóan jelentős szerepet játszanak mint a pleisztocén végi folyamatok. A Bugaci-homokvidék területén négy történelmi korszakban indult meg a futóhomok mozgása a legeltetés hatására, melyet öt homokréteg koradatai, illetve a területen talált régészeti leletek támasztanak alá. A bronzkori futóhomokmozgások bizonyítékait a Duna-Tisza köze más területein is kimutatta Lóki és Schweitzer (2001), Gábris (2003), Nyári és Kiss (2005), illetve a Nyírség déli részén Félegyházi és Lóki (2006), míg a szarmata kori homokmozgásokra a Duna-Tisza közén Kiss et al. (2006), a nyírségi területeken pedig Félegyházi és Lóki (2006) utalnak. Az avar és kun legeltetés hatásait Nyári és Kiss (2005) mutatta ki a Duna-Tisza köze különböző területein. A klíma változásai minden bizonnyal befolyásolták a futóhomokmozgások mértékét, azonban a szerzők valamennyi esetben antropogén hatásokat feltételeznek a homokmozgások hátterében, alátámasztva azt az elképzelésemet, hogy a holocén során zajló homokmozgási periódusok elsősorban a homokvidék területén élő nomád törzsek legeltető tevékenységével magyarázhatóak.

5.2 Síkvidéki földművelés hatására átalakuló felszín: Dél-Tisza völgy

A síkvidéki szántóföldi területen a mikrodomborzat vizsgálatával az volt a célom, hogy megállapítsam, hogy a szántás, valamint a művelést kiszolgáló csatornaépítések és karbantartások milyen formákat hoznak létre, illetve a létrejövő formáknak milyen geomorfológiai tulajdonságai vannak (pl. méret, elhelyezkedés), mivel véleményem szerint ezek a formák jelentősen módosíthatnak bizonyos folyamatokat, például a felszíni lefolyást.

5.2.1 Szántóföldi mikroformák morfometriai jellemzői

A mintaterületül választott dél-tisza völgyi mezőgazdasági táblák területén jelentős számú és tekintélyes méretű agrogén, illetve (a mezőgazdaságot kiszolgáló) hidrotechnogén és transzportogén eredetű forma található. A szántóföldi táblákon a szántás nyomán bakhátak és ekebarázdák alakultak ki, míg a táblák mentén húzódó csatornák karbantartása miatt, illetve a mélyebb fekvésű utak mentén mesterséges feltöltések jöttek létre.

A mezőgazdasági táblák művelésével az össze- és szétszántás során a szántás irányával párhuzamos kiemelkedések (bakhátak) és köztük húzódó barázdák (ekebarázdák) az összes általam vizsgált táblán előfordultak. A mindszerinti mintaterület kis kiterjedése miatt kevés formát tartalmazott és az interpolált DDM-en a bakhátak csak 6 esetben rajzolódtak ki. Ezzel szemben a Tápai-rétről készült LIDAR alapú részletgazdag DDM nagyszámú táblán adott lehetőséget a bakhátak vizsgálatára. A szántásnyomok bár nem túl magasak (0,03-0,26 m), azonban jelentős mikrodomborzati tényezőnek tekinthetők, hiszen a felszín kismértékű lejtése miatt ekkora formák is akadályt jelenthetnek a lefolyás útjában. A táblahatárokon minden esetben megtalálhatóak, ami igazolja azt, hogy az össze- és szétszántás során jöttek létre. A bakhátak mérete az évről-évre történő szántás miatt módosulhat, azonban mivel a mintaterületekre egyetlen időpontból (2009) álltak rendelkezésre adatok a formák időbeli változásának mértékét nem volt lehetőségem meghatározni.

A mintaterületeken húzódó csatornák mentén a terepi felvételezések során és a LIDAR felmérés alapján azonosítani tudtam a csatornák anyagából felépülő párhuzamos kiemelkedéseket, melyeket – szakirodalmi anyagok hiányában – *csatornasánc*-nak neveztem el. Habár a csatornákból és természetes vízfolyásokból kitermelt vagy kikotort anyagot a vízmérnöki munkák depónia néven említik (Szlávik 2007), a depónia terminus használata véleményem szerint túl általános. Részben mivel a fogalom utalhat bármilyen eredetű anyag felhalmozására (pl. hulladék vagy szennyvíziszap), de vízügyi gyakorlatban jelenthet árvízvédelmi funkciókkal rendelkező kiemelkedést (melynek rendeltetése az árvízvédelmi töltésekével azonos), illetve védelmi funkció nélküli indirekt formát is (ovf.hu)⁵. Az öntözőcsatornák mentén, a víz visszatartását szolgáló, szándékosan kialakított felhalmozódásokat egyes munkák töltés névvel illetik (Kereszturszky et al. 1998), azonban az általam vizsgált formák többségükben másodlagosak (vagyis vízvisszatartó szerepet nem szántak nekik), illetve antropogén hatások (pl. tömörödés, szántás, kotrás) során tovább formálódtak, így célszerűnek látom nevezéktani megkülönböztetésüket.

A formák morfológiáját a mindszerinti mintaterületen mindössze hat forma alapján volt lehetőségem vizsgálni, a Tápai-rét területén azonban már 68 csatornaszakasz mentén, összesen 116 kiemelkedés morfometriai mérését végeztem el. Ezek megbízhatóbb adatokat szolgáltatnak ahhoz, hogy általános következtetéseket vonhassak le a formák alakítási tulajdonságaira vonatkozóan, illetve ahhoz, hogy meghatározzam a felszíni lefolyás gátlásban betöltött szerepüket. Egyes csatornák mentén nem(csak) a csatornák anyagából felépülő kiemelkedések húzódtak, hanem a csatorna melletti mezőgazdasági út mesterséges feltöltései, melyek a csatornasáncokéval azonos lefolyás-szabályozó funkciókkal bírnak, ezért a

⁵ <http://www.ovf.hu/index.php?mid=302>

vizsgálataimból nem zártam ki őket, viszont paramétereiket nem vettem figyelembe a sáncok statisztikai értékelésekor.

5.2.1.1 A bakhátak morfometriai paramétere

A mindszei mintaterületen mindössze hat pár bakhát és ekebarázda volt felismerhető a mintaterület középső és déli tábláin. A bakhátak magassága ezeken a táblákon 0,07-0,15 m között változott, szélességük pedig átlagosan 36 méter. A mindszei mintaterületen a szántásnyomok lefolyás-módosító szerepe vízvezető funkcióban valósul meg, mivel a formák a táblák keleti irányú lejtésével párhuzamosan futnak.

A Tápai-rétről készült nagyfelbontású LIDAR alapú DDM segítségével a terület tábláin elhelyezkedő bakhátak paramétereit 253 forma alapján sikerült pontosan meghatároznom (3. táblázat).

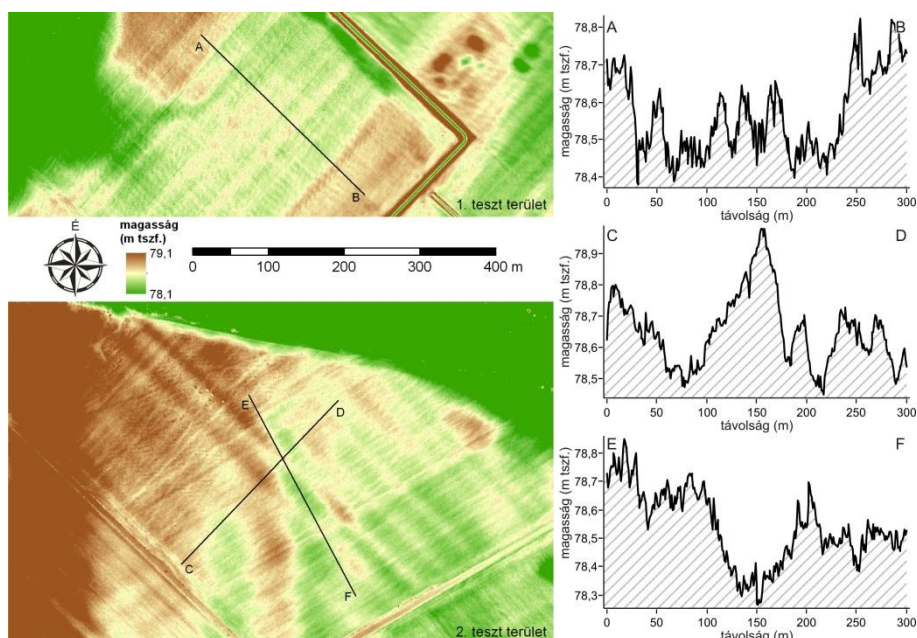
3. táblázat: A Tápai-réten azonosított bakhátak morfometriai paramétere

	tábla-részlet	vizsgált bakhátak száma	átlag-magasság (m)	legmagasabb bakhát magassága (m)	átlagos szélesség (m)	szántásirány és lejtésirány által bezárt szög (°)	mérési terület lejtése (°)		magasság-relief arány** (m/m)
1. teszt terület	a	7	0,10	0,15	33	90,0	0,09	157,08	1,46
	a*	11	0,03	0,05	12				
	b	10	0,06	0,1	17	67,5	0,13	226,89	0,85
	c	9	0,10	0,14	15	45,0	0,13	226,89	1,29
	d	8	0,05	0,07	25	55,0	0,01	17,45	8,19
	e	7	0,11	0,17	29	67,5	0,08	139,63	1,76
	f	5	0,13	0,19	35	90,0	0,07	122,17	1,73
	g	8	0,09	0,13	25	67,5	0,1	174,53	1,39
	h	8	0,06	0,11	24	70,0	0,09	157,08	1,05
	i	12	0,08	0,14	19	0,0	0,22	383,97	0,83
2. teszt terület	a	7	0,14	0,26	34	22,5	0,03	48,87	6,48
	a*	4	0,05	0,06	27				
	b	11	0,09	0,14	19	45,0	0,17	296,71	1,12
	b*	6	0,05	0,07	24				
	c	6	0,13	0,16	40	45,0	0,18	314,16	0,81
	c*	3	0,07	0,07	39				
	d	7	0,12	0,16	25	67,5	0,17	296,71	0,95
	d*	3	0,08	0,11	29				
	e	7	0,10	0,21	39	0,0	0,11	191,99	1,23
	e*	6	0,11	0,17	34				
	f	6	0,09	0,17	42	0,0	0,01	17,45	9,8
	f*	5	0,10	0,14	36				
	g	8	0,08	0,12	36	36,5	0,06	104,72	2,04
	g*	3	0,09	0,15	42				
3. teszt terület	a	8	0,11	0,17	27	45,0	0,18	314,16	0,91
	b	6	0,08	0,09	16	55,0	0,17	296,71	0,56
	c	5	0,10	0,19	35	0,0	0,08	149,99	1,06
	c*	12	0,06	0,09	22				
	d	9	0,12	0,19	31	33,0	0,19	331,61	1,05
	e	13	0,08	0,15	21	40,0	0,07	122,17	2,75
	f	15	0,07	0,13	20	0,0	0,03	52,36	6,96
	g	10	0,08	0,13	29	27,0	0,04	69,81	3,98
	h	8	0,11	0,16	25	45,0	0,09	157,08	1,79
ÖSSZESEN:		253							
ÁTLAG:			0,09	0,14	28,02		0,11	184,57	2,51

*: mellékprofil menti (másodlagos) szántásnyomok

** : a terep lejtése a bakhátak között lévő átlagos távolságra van vonatkoztatva

Vizsgálataim azt mutatják, hogy a Tápai-rét szántott tábláin a bakhátak (és ekebarázdák) elhelyezkedésük alapján kétféle típusba sorolhatók. A legtöbb táblán a szántásnyomok egy irányba futnak és általában az egymás mellett fekvő táblákon az uralkodó szántásirány ugyanaz. Ezzel szemben egyes mérési területeken azonosítani tudtam egy másodlagos szántásirányt is (15. ábra). Ezeken a táblákon a szántás irányát valamilyen okból megváltoztatták, így egymást keresztező bakhátak és köztük elhelyezkedő, téglalap vagy paralelogramma alakú mélyedések jöttek létre.



15. ábra: Egy- és két irányba végzett szántás hatására kialakult párhuzamos- és egymást keresztező bakhátak

A bakhátak mérete

A bakhátak magassága a mintaterületen átlagosan 0,09 m, azonban előfordulnak 0,19-0,26 m magas bakhátak is. A kiemelkedések magassága 28 esetben a DDM magassági hibahatára (4,1 cm) alatt volt. A hibahatár körüli magasságú bakhátak jellemzően 0,03 és 0,05 m magasak voltak, azonban a legtöbb esetben a DDM-en jól kivehető formaként jelentek meg, ezért ezeket nagy számuk miatt nem zártam ki a további értékelésből.

A szélesség értékek a magassághoz hasonlóan nagy szórást mutatnak. A formák átlagos szélessége 28 m, azonban a legkiterjedtebb formák szélessége 60 és 100 m között változik.

A formák lefolyás-módosító szerepére a magasság és szélesség értékeken túl a magasság-relief arány is utal. Amennyiben a bakhát, illetve csatornasánc magasabb vagy közel olyan magas, mint a terep lejtéséből adódó szintkülönbség a (10-100 m széles) szelvény mentén, úgy lefolyás-módosító szerepe nagy területre terjedhet ki. A bakhátak magasság-relief aránya a mintaterületen átlagosan 2,51, tehát ez azt jelenti, hogy a terület lejtéséből adódó reliefnél több mint kétszer magasabbak. A legkisebb lejtésű területeken a bakhátak magasság-relief aránya 5-8 közötti, vagyis ezeken a területeken a legjelentősebb a mikrodomborzat módosító szerepük.

Az 1. teszt területen elhelyezkedő 9 mérési területen összesen 85 bakhátat különítettem el, vagyis itt átlagosan 31 km/km^2 a bakhátak sűrűsége. A bakhátak átlagos magassága 0,08 m, átlagos szélességük pedig 23 m. A legmagasabb bakhát 0,19 m magas és 41 m széles. Az 1. teszt területen egyetlen mérési területen azonosítottam egymást keresztező szántásnyomokat, a többi esetben csak egy szántásirány látszódott. A két irányból szántott

mérési területen a másodlagos szántásnyomok kb. 60°-os szöget zárnak be a főprofil bakhátainak futásirányával. A másodlagos szántásnyomok átlagos magassága (0,03 m) a DDM magassági hibahatára alatt van, átlagos szélességük pedig 12 m. A teszt terület bakhátainak átlagos magasság-relief aránya 2,06, azonban a legkisebb lejtésű (17 cm/km) tábla esetében ez az arány 8,19, vagyis a bakhátak magassága itt 8-szor nagyobb, mint a terepnek a bakhátak átlagos távolságára vonatkoztatott lejtése.

A 2. teszt területen 7 mérési területen 82 bakhátat azonosítottam. Mivel ezen a teszt területen valamennyi táblán két irányban is azonosíthatók a szántásnyomok, az elsődleges szántásirány formáit keresztező, alacsonyabb bakhátak nagy száma miatt a teszt területen átlagosan 39 km/km² a bakhátak sűrűsége, vagyis ezeken a táblákon a bakhát valamivel gyakoribb mikroforma, mint az 1. teszt terület esetében. A másodlagos szántásnyomok paraméterei a csak kis mértékben térnek el az elsődleges bakhátak értékeitől. A elsődleges bakhátak átlagosan 0,11 m magasak és 33 m szélesek, míg a legmagasabb bakhát magassága 0,26 m, szélessége pedig 44 m. Tehát ezen a területen fordulnak elő a legnagyobb átlagmagasságú illetve a legnagyobb maximális magasságú bakhátak is. A másodlagos bakhátak átlagos magassága 0,09 m, átlagos szélességük pedig 33 m. A bakhátak magasság-relief aránya a teszt területen átlagosan 3,2, vagyis a kiemelkedések háromszor magasabbak, mint a táblák lejtéséből eredő szintkülönbség a bakhátak átlagos távolságára vonatkoztatva.

A 3. teszt területen a vizsgálat során 8 mérési területen 86 formát minősítettem bakhátnak, így a bakhátak sűrűsége átlagosan 36 km/km², vagyis a három teszt területen a szántásnyomok megközelítőleg azonos sűrűséggel fordulnak elő. Ezen a teszt területen csupán egy táblán vannak másodlagos szántásnyomok, amelyek merőlegesek a fő szántási irányra. Tehát, míg az 1. és 3. teszt területen a kereszteszántás ritka, addig a 2. teszt területen ez elterjedt gyakorlat. A teszt terület elsődleges bakhátainak átlagos magassága 0,09 m, átlagos szélességük pedig 25 m, míg a másodlagos bakhátak átlagosan 0,06 m magasak és 35 m szélesek. A bakhátak magasságának és a terep lejtésének aránya a teszt területen átlagosan 2,4.

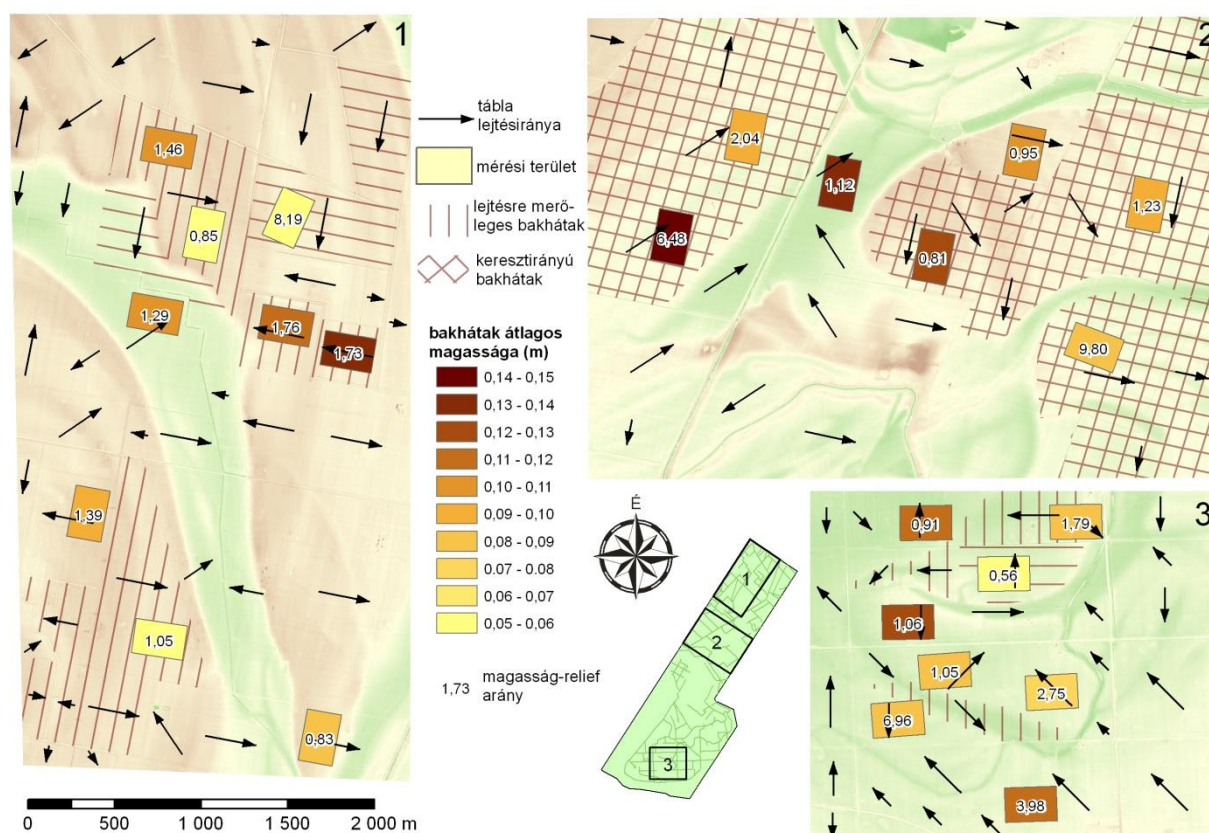
A bakhátak természetes lejtésirányhoz viszonyított elhelyezkedése

A bakhátaknak a természetes lejtésiránnyal bezárt szöge a három teszt területen jelentős különbségeket mutat. Az 1. teszt területen előforduló bakhátak a fő lejtésirányokkal aránylag nagy (66,5-90°) szöget zárnak be, azaz a bakhátak a legtöbb mérési területen keresztezik a természetes lefolyási útvonalakat. A teszt területen csupán egy mérési területen azonosítottam a lejtéssel közel párhuzamos szántásnyomokat. Az 1. teszt területen a másodlagos szántásnyomok alacsony magasságuk és kis számuk miatt nem tekinthetők jelentős lefolyás-módosító tényezőknek.

A 2. teszt területen az elsődleges és másodlagos szántásnyomok valamennyi mérési területen egymással 70-80°-os szöget zárnak be. Az elsődleges bakhátak a terep lejtésirányával csak egy esetben zárnak be 45°-nál nagyobb szöget és két mérési területen a lefolyással párhuzamosan helyezkednek el. Mivel azonban az elsődleges és másodlagos szántásnyomok magassága hasonló, a másodlagos formáknak is jelentős szerepe van a felszíni lefolyás módosításában. Véleményem szerint a 2. teszt területen vizsgált mikroformák a felszíni lefolyás szempontjából nagyon kedvezőtlen geomorfológiai helyzetet teremtenek, mivel az egymást keresztező kiemelkedések szabályos hálózata paralelogramma szerű, mélyebb egységekre bontja fel a táblákat. Ezért a szántásnyomok elhelyezkedésétől és a lejtésiránytól függetlenül a tábla teljes területe lefolyástalan területegységekre darabolódott fel.

A 3. teszt területen a bakhátak iránya és a felszín természetes lejtésiránya által bezárt szög csak egyetlen esetben haladta meg a 45°-ot és két táblán a formák párhuzamosak a lejtésiránnyal. Vagyis ezeken a táblákon a szántásnyomok alapvetően vízvezető funkciókkal

rendelkeznek. A két irányból szántott táblán a másodlagos szántásnyomok merőlegesen helyezkednek el a természetes lejtésirányra, vagyis a keresztirányú bakhátnak a kis magasság ellenére jelentős lefolyás-módosító szerepe van (16. ábra).



16. ábra: A bakhátak elhelyezkedése és a lefolyás szempontjából legfontosabb paraméterei a három teszt területen

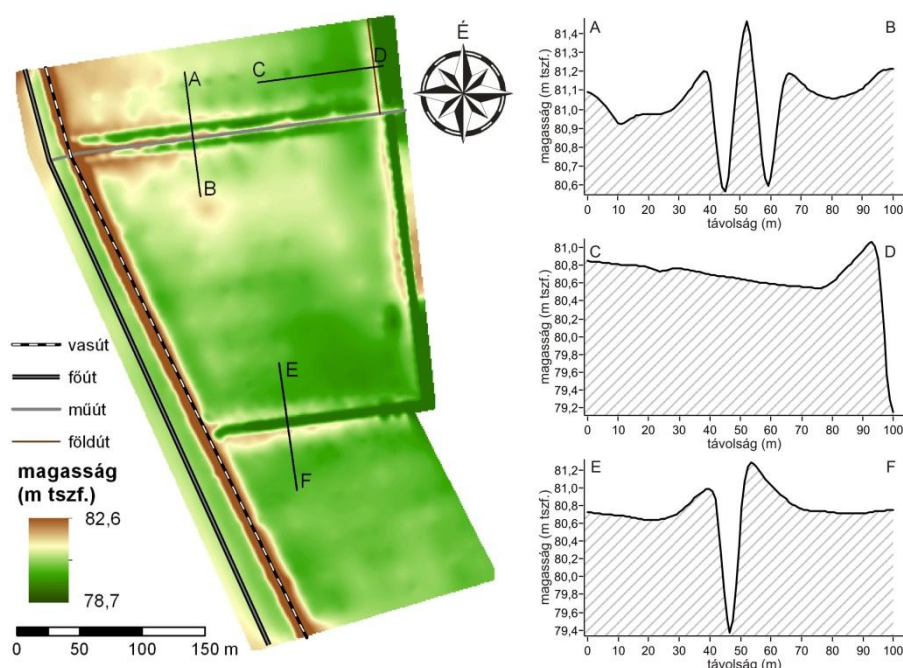
Összegezve a bakhátak természetes lejtésirányhoz viszonyított elhelyezkedéséből azt állapítottam meg, hogy a legtöbb bakhát a tábla lejtésével párhuzamos, vagyis a tábla részvízgyűjtő területei **kapcsolt** állapotban maradnak. Ugyanakkor több táblán tapasztaltam, hogy a bakhátak a lejtésirányra merőlegesen helyezkednek el ($3,5 \text{ km}^2 - 14 \%$), illetve a 2. teszt terület esetében lefolyástalan mélyedések hálózatát hozzák létre ($4,8 \text{ km}^2 - 19 \%$), vagyis ilyen esetekben a részvízgyűjtő területek **szétkapcsolt** állapotba kerülhetnek, és a bakhátak megakadályozhatják a felszíni lefolyást.

5.2.1.2 A csatorna menti kiemelkedések morfológiai paraméterei

A csatornasáncok alakítási sajátosságai a Mindszenti és a Tápai-réti mintaterületeken lévő csatornák esetében hasonlóan adódtak. A kutatásom sajátossága az, hogy a Mindszenti mintaterületen vettem először észre a csatornasáncokat és itt vizsgáltam először lefolyás-módosító szerepüket. Mivel ekkor még más technológia állt rendelkezésemre a felszín mikroformáinak feltérképezéséhez, eredményeim nem teljes mértékben összevethetők a Tápai-rétről készült, LIDAR alapú DDM-en végzett vizsgálatok eredményeivel.

A Mindszenti mintaterületen előforduló csatornasáncok 0,3-0,5 m magasak és 17-23 m szélesek. A csatornasáncok minden csatorna mellett megtalálhatóak, de méreteik között nagy különbségek adódnak. A mintaterület északi részén a táblák között futó út két oldalán húzódó csatornák mentén 0,3-0,4 m magas és kb. 17 m széles sáncok helyezkednek el (17. ábra – AB szelvény). A csatornasáncok keleti irányba egyre alacsonyabbak, mivel a csatornák medre

keleti irányban sekélyebb, így a lerakott anyag mennyisége is arányosan csökkent. A mintaterület széléhez érve az út északi oldalán elhelyezkedő sánc magassága 0,1 m-re csökken, míg a déli oldalon teljesen eltűnik. A mintaterület északkeleti felén húzódó csatorna mentén lévő 0,4-0,5 m magas csatornasánc húzódik, melynek felszínét mezőgazdasági útként használják. Ebben az esetben a csatorna felé vízelvezető árkot alakítottak ki (17. ábra – CD szelvény), mely egy kelet-nyugat irányú ekebarázda alján húzódik, azonban a sánc alatt átvezetett dréncső eltömődése miatt vízelvezető funkcióját nem látja el. A mintaterület déli részén lévő nyugat-kelet irányú csatorna sáncainak magassága is jelentősen változik a csatorna mentén: nyugati, vasúti töltés melletti részük a legmagasabb (0,9 m), majd kelet felé haladva fokozatosan alacsonyodnak (0,4 m-re). Ennek a csatornasáncnak a szélessége (15-20 m) a vasúttól távolodva szintén csökken (17. ábra – EF szelvény).



17. ábra: A mindszenti mintaterület csatornasáncainak elhelyezkedése és keresztmetszeti képe

A Tápai-réten lévő mintaterületen összesen 163,7 km csatorna található ($2,33 \text{ km/km}^2$), ami lehetővé tette a mellettük lévő csatornasáncok részletes morфомetriai értékelését. A csatornasáncokat morфомetriai paramétereik (méret, alak, szimmetriaviszony) alapján, illetve elhelyezkedésük (geomorfológiai viszonyaik) szerint mutatom be a különböző teszt területeken.

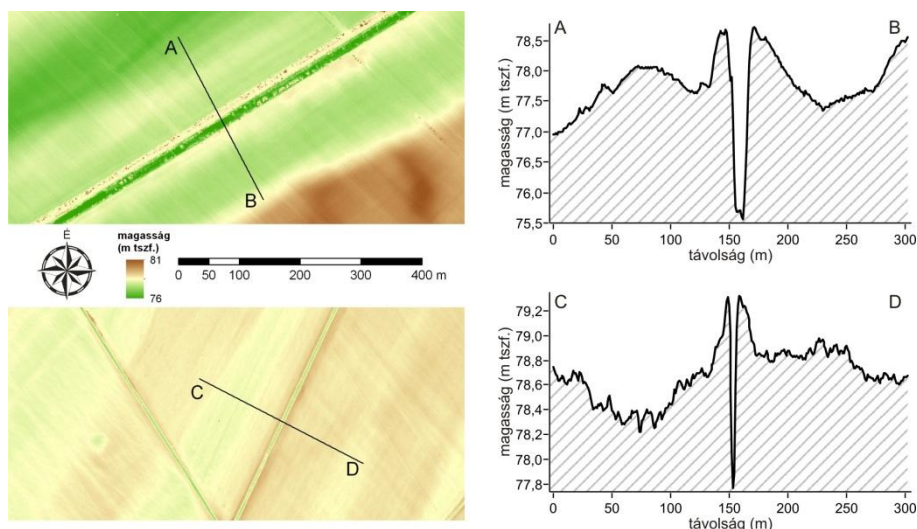
A csatornasáncok mérete

A Tápai-réten vizsgált csatornasáncok átlagos magassága 0,4 m, átlagos szélességük pedig 18,4 m. Azonban ezek az értékek és a sáncok formája a mintaterület különböző geomorfológiájú részein (teszt területek) eltérő képet mutatnak.

A morфомetriai paraméterek közül a csatornasáncok magassága a természetes reliefhez viszonyítva jelentős. Ez azért fontos, mert a csatornasáncok morфомetriai paramétereik közül a magasság határozza meg leginkább, hogy a forma milyen lefolyás-módosító szereppel rendelkezik. Ugyanakkor a szélesség szerepe is fontos, mert a szélességgel arányosan nőhet az átszivárgási idő, ráadásul a túl széles formák megnehezítik a lefolyást biztosító átvágások kialakítását is.

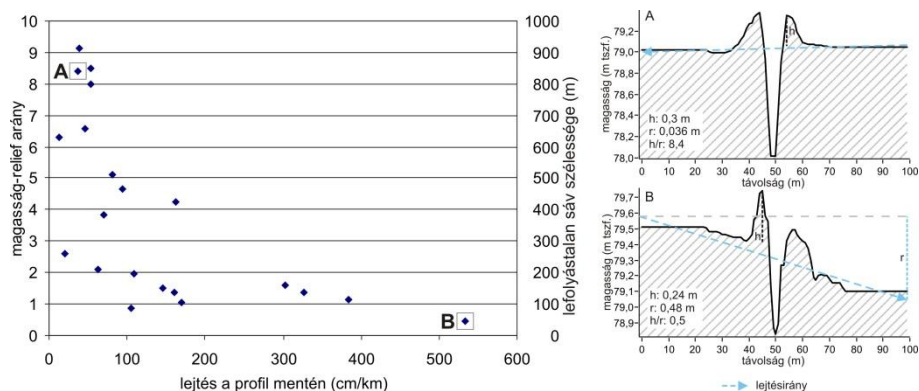
Az **1. teszt területen** 17,6 km csatorna mentén vizsgáltam a formák morfológiai paramétereit. A vizsgált csatornák mentén 14,6 km-en (83 %) fordulnak elő csatornasáncok, melyek hossza összesen 28,6 km. A sánc nélküli csatornák hossza összesen 3 km, vagyis a teszt területen vizsgált csatornáknak mindössze 17 %-át adják. A teszt területen egy csatorna mentén (0,3 km – 2 %) csak a csatorna egyik oldalán húzódott kiemelkedés, míg a többi csatornasáncsal rendelkező (14,3 km-es – 81 %) szakasz mentén mindkét oldalon vannak kiemelkedések. A teszt területen a csatornasáncok átlagos magassága 0,38 m, átlagos szélességük pedig 16,4 m.

Az 1. teszt terület legnagyobb csatornasáncjai a Hódtó-Kis-tiszai-csatorna mentén húzódnak, melyeket egy, a teszt területre eső 0,3 km hosszú szakasz alapján vizsgáltam. A csatorna északnyugati oldalán elhelyezkedő csatornasánc magassága 0,91 m, szélessége pedig 16 m, az ellenkező oldalon lévő kiemelkedés ennél valamivel alacsonyabb (0,83 m), azonban szélessége 57 m (18. ábra – AB szelvény). Ugyancsak magas csatornasánc (0,6 m) jött létre egy, a teszt terület északi részén húzódó csatorna mentén, ahol nemcsak a csatornameder mérete, hanem annak elhelyezkedése is meghatározta a forma magasságát. Ezen a területen ugyanis a csatorna egy övzátony gerince mentén húzódik (18. ábra – CD szelvény), ezért az átlagosnál nagyobb mennyiségű anyagot ástak ki a meder kialakítása során, ami magasabb csatornasáncokat eredményezett.



18. ábra: Az 1. teszt terület legmagasabb csatornasáncainak keresztmetszeti képe

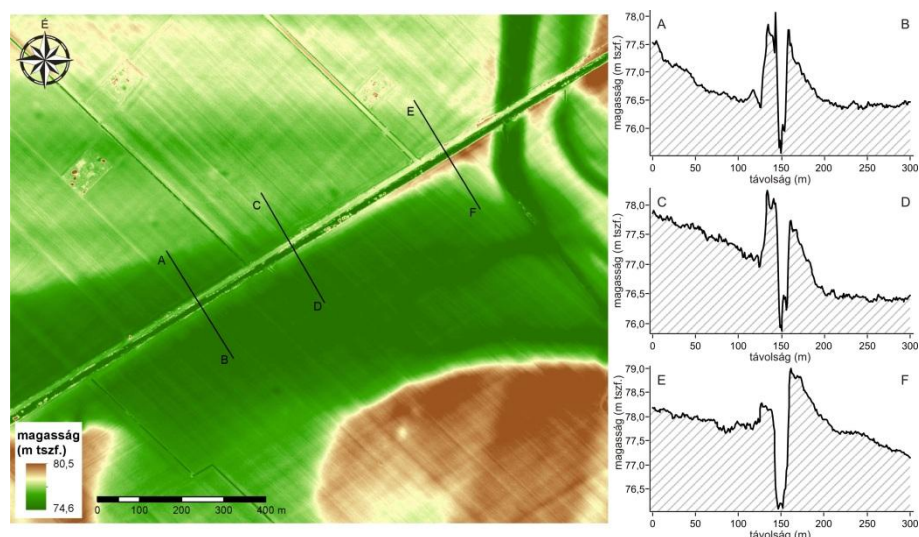
A teszt területen előforduló formák magasság-relief aránya szinte valamennyi esetben 1-nél nagyobb érték (átlagosan 4,3, max. 18,3), vagyis a sáncok jellemzően magasabbak a lejtésből eredő szintkülönbségnél (19. ábra). A nagyobb magasság-relief arány főleg azokon a területeken jellemző, ahol a relatív relief alacsony (1 m/km^2 alatti), bár ha a csatornasánc magas, akkor a terep nagyobb lejtése ellenére is magas értékeket vesz fel a paraméter. A magasság-relief érték megadja, hogy a csatornasánc magassága, illetve a terület csatorna irányú lejtése alapján mekkora szélességű maximális elöntés jelentkezhet a csatornák mentén. Szögfüggvények segítségével kiszámítható, hogy ha a magasság-relief arányszám 1,0-el nő, akkor az elöntéssel veszélyeztetett terület szélessége annyival nő, mint amilyen hosszú szelvényt vettünk alapul a magasság-relief arányszám kiszámításához. Tehát például egy 100 m-es keresztmetszeten alapján egy 0,5-ös magasság-relief arányú sánc mentén – megfelelő környezeti feltételek mellett – 50 m széles sávon várható belvízi elöntés. Ugyanakkor ha a sánc magasabb (ugyanezen területen), akkor a magasság-relief arányszám is nagyobb, és az elöntés maximális kiterjedése is arányosan nő.



19. ábra: A magasság-relief arány és a keresztmetszeti profilok lejtésének viszonya az 1. teszt terület csatornasáncai esetében

A **2. teszt területen** összesen 8,9 km csatorna mentén vizsgáltam a csatornasáncok paramétereit, melyek közül mindössze egy 0,5 km-es szakaszon nem volt kiemelkedés, vagyis a csatornák 95 %-a mellett van csatornasánc. A csatornasánc nélküli szakasz egy természetes egykori meder mentén helyezkedik el. A többi esetben minden csatorna mindkét oldalán előfordult csatornasánc (8,4 km). A 2. teszt területen kisebb a csatornák medre, ezáltal a mellettük található csatornasáncok is jóval kisebbek, mint az 1. teszt területen előfordulók. Kivételt képez ez alól a Hódtó-Kis-tiszai-csatorna, mely a mintaterület legnagyobb medrű csatornája. A 2. teszt területen a csatornasáncok átlagos magassága 0,62 m, átlagos szélessége pedig 26,7 m, míg a legmagasabb csatornasánc 1,43 m magas és 60 m széles. A csatornasáncok átlagos magasság relief aránya 4,4 (max. 18,0), vagyis a kiemelkedések a természetes reliefnél megközelítőleg 4-szer magasabbak.

A főcsatorna menti csatornasáncok a mintaterület legmagasabb és legszélesebb sáncai. A csatorna északnyugati oldalán elhelyezkedő csatornasánc átlagos magassága 0,96 m, átlagos szélessége pedig 22,5 m. A délkeleti oldali sánc jóval nagyobb, átlagos magassága 1,18 m, átlagos szélessége pedig 51,8 m. A csatorna északnyugati sánca mezőgazdasági útként is funkcionál, ezért keresztmetszete meredek oldalú trapézhoz hasonlít, míg az ellenkező oldalon lankásabb lejtésű, de magasabb és szélesebb sánc foglal helyet (20. ábra).



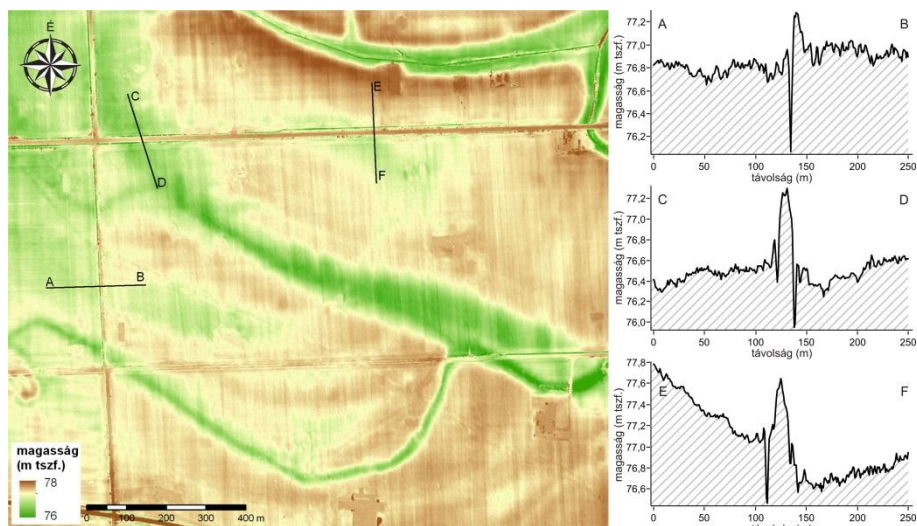
20. ábra: A Hódtó-Kis-tiszai-csatorna egy mélyvezetésű szakaszán húzódó csatornasáncok keresztmetszeti képei

Ugyancsak nagy (0,5 m magas és 15 m széles) csatornasánc fordul elő a teszt terület déli részén, a Kéró-ér medre mentén (0,7 km). A csatornasánc az egykori medret választja ketté, vagyis a csatornák kialakítása befolyásolhatja lefolyást még olyan esetekben is, ha a csatornát egy természetes vízfolyás medrében alakítják ki.

A 2. teszt terület csatornasáncainak magasság-relief aránya jelentős különbségeket mutat, egyrészt mivel az itt található csatornák medrének szélessége jelentősen eltér, ugyanakkor a csatornák nagyobb reliefű (2 m/km^2) területet hálózna be, mint az 1. teszt terület esetében. A magasság relief-arány átlagos értéke 4,4 (max. 18) a teszt területen. A Hódtó-Kis-tiszai-csatorna sáncainak magasság-relief aránya a terep viszonylag nagy lejtése ellenére jelentősen változik a különböző szakaszokon (0,2-8,7). A keresztmetszetek azt mutatják, hogy ezeknek a csatornasáncoknak a csatorna egyes szakaszain – különösen a természetes mélyedések (pl. medrek) területén – komoly lefolyásgátló hatásuk van. A kisebb csatornák esetében tapasztalt nagyobb átlagos magasság-relief arány (6,6) valamennyi esetben a felszín kisebb lejtésével magyarázható, vagyis a csatornák irányába gyenge a lefolyás, melyet tovább ront a csatornasáncok jelenléte. A Kéró-ér mentén a magasság-relief arány nem szolgált reprezentatív adatként, mivel a lefolyást elsősorban a 19. században kialakított vontatóutak feltöltései határozzák meg, és a természetes lejtés a csatorna menti területek legnagyobb részéről a csatornával ellentétes irányban vezeti le a felszíni vizeket. A vontatóút és a jelenlegi csatornasánc között lefolyástalanná vált terület viszonylag keskeny (mindössze 20-25 m), ezért valószínűleg az itt kialakuló elöntések gazdasági következményei sem jelentősek. Hasonló eset figyelhető meg a Hódtó-Kis-tiszai-csatorna legdélebbi (1,3 km hosszú) szakaszán is, ahol a csatornasáncok nem akadályozzák a felszíni lefolyást, mivel a terep a csatornával ellentétes irányban lejt a meder mindkét oldalán.

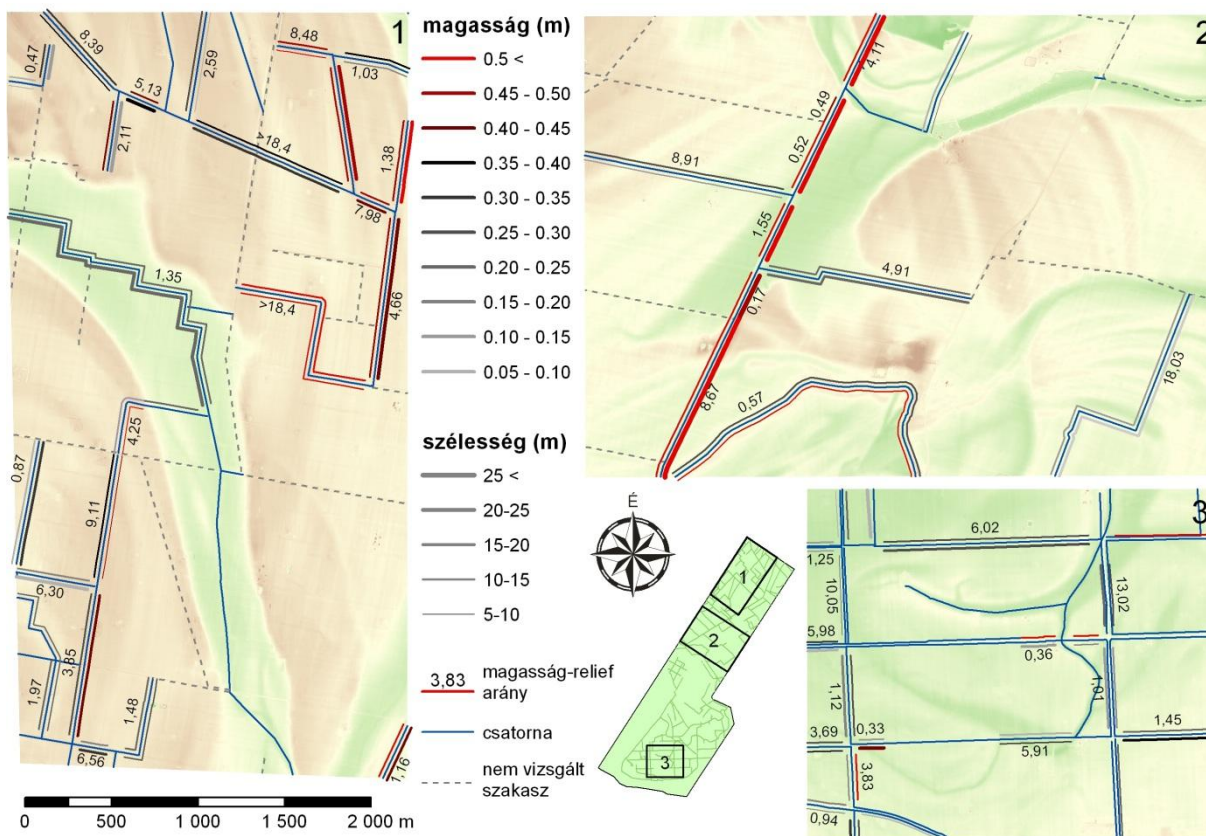
A **3. teszt terület** csatornasáncainak vizsgálatát 11 km csatorna mentén végeztem el. A vizsgált csatornaszakaszokon 5,7 km-en (52 %) páros csatornasáncok fordultak elő, 3,3 km-en (30 %) pedig csak a csatorna egyik oldalán. A vizsgált szakaszokból 2,0 km-en (18 %) nem volt kiemelkedés a csatornák mentén. A 3. teszt terület csatornasáncai sok esetben a mezőgazdasági utak feltöltései miatt az átlagosnál magasabbak (21. ábra – AB szelvény), emellett gyakran a páros csatornák között útfeltöltések húzódnak (21. ábra – CD és EF szelvény). A teszt területen az útfeltöltésekkel tovább magasított csatornasáncok hossza 4,1 km (36 %), míg a páros csatornák közti útfeltöltések összesen 4,5 km (40 %) hosszú szakaszon fordulnak elő. A feltöltés nélküli csatornasáncok átlagos magassága mindössze 0,21 m, átlagos szélességük pedig 15 m, míg a feltöltött szakaszokon a formák átlagosan 0,68 m magasak, szélességük azonban a feltöltés nélküli sáncokéhoz hasonló (átlagosan 15 m). A legmagasabb antropogén formák a teszt terület déli részén keresztül haladó feltöltött alapozású műutak, melyek magassága meghaladja az 1 métert. A csatornapárok között húzódó feltöltések jelentősége abban rejlik, hogy a szelvény egyik oldaláról történő lefolyás csak az azonos oldali csatornáig juthat el. A páros csatornák külső (az úttal ellentétes) oldalán alacsony (0,1-0,2 m) csatornasáncok húzódnak.

A 3. teszt területen az útfeltöltések miatt a csatornasáncok magasság-relief aránya 4,6 (max: 15,7), vagyis magasabb, mint az 1. és 2. teszt területeken mért értékek. Furcsa módon a páros csatornák mellett húzódó, alacsonyabb csatornasáncok esetében az arány nagyobb (átlagosan 6,4), ami a terep alacsony reliefének tudható be. A páros csatornák között elhelyezkedő útfeltöltések átlagos magassága (0,4-1,2 m), ezáltal magasság-relief arányuk (átlagosan 26,9) is messze meghaladja a csatornasáncok értékeit, ezért olyan szakaszokon, ahol a csatornák a vízelvezető funkciójukat rosszul látják el – pl. medrük jelentősen feltöltődött – az útfeltöltéseknek jelentős lefolyás-módosító szerepe lehet.



21. ábra: Túlmagasított csatornasánc (AB szelvény) és útfeltöltés (CD és EF szelvények) a 3. teszt területen

Tehát a mintaterület mezőgazdasági (vizsgált) csatornáinak 85 %-a mentén megtalálhatóak a csatornasáncok, melyek magassága a terep természetes reliefének gyakran többszöröse, vagyis a felszín lefolyásviszonyainak fő meghatározói lehetnek (22. ábra). A csatornák kialakításának célja az egykori ártér vízfeleslegének elvezetése volt (Lászlóffy 1982). Ennek ellenére a táblákat legtöbbször olyan csatornák határolják, melyek mentén átlagosan 0,4 m magas kiemelkedések húzódnak, vagyis természetes lefolyási iránytól függetlenül a táblák mélyebb területein összegyűlő víz nem jut el a csatornák medréig és belvízi elöntést okozhat.

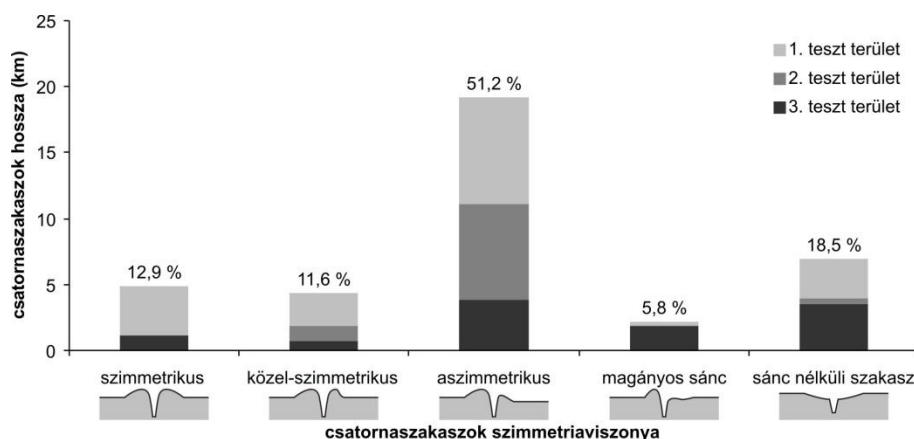


22. ábra: A csatornasáncok magassága (vonalszín), szélessége (vonalvastagság) és magasság-reliefaránya (szám) a három teszt területen

A csatornák típusai a csatornasáncok szimmetriaviszonyai alapján

Mivel egyes csatornák két oldalán a csatornasáncok paraméterei jelentősen eltértek, célszerűnek láttam a forma-párokat szimmetriájuk szerint tipizálni. Ugyanis a sáncok szimmetriájából következtetések vonhattam le arra vonatkozóan, hogy a geomorfológiai helyzet szerepet játszott-e a csatornaépítések során a tervezésben, illetve, hogy a szimmetria, illetve aszimmetria tudatos tervezési folyamat eredménye-e, vagy esetleg más, indirekt folyamatok hatására alakult ki. A csatornasáncok szimmetria szerinti tipizálását a tápai-réti mintaterület csatornasáncjai alapján végeztem el, mivel a mindszei mintaterületen mindössze két sánc-pár adatai álltak rendelkezésemre.

A különböző szimmetriájú csatornák megoszlása a három teszt területen jelentős mértékben eltér (23. ábra). Valamennyi teszt területen az aszimmetrikus forma-párok fordulnak elő legnagyobb arányban (1: 46 %, 2: 81 %, 3: 35 %), míg a szimmetrikus és közel-szimmetrikus formák elsősorban az 1. teszt területre jellemzőek (arányuk itt 21 %, illetve 14%). Csak a csatorna egyik oldalán lévő ún. magányos csatornasáncok illetve a sánc nélküli csatornaszakaszok a 3. teszt területen a leggyakoribbak, ahol a magányos sáncok összesen 1,8 km (17 %) csatorna mellett helyezkednek el, a sánc nélküli csatornák hossza pedig 3,4 km (31 %).



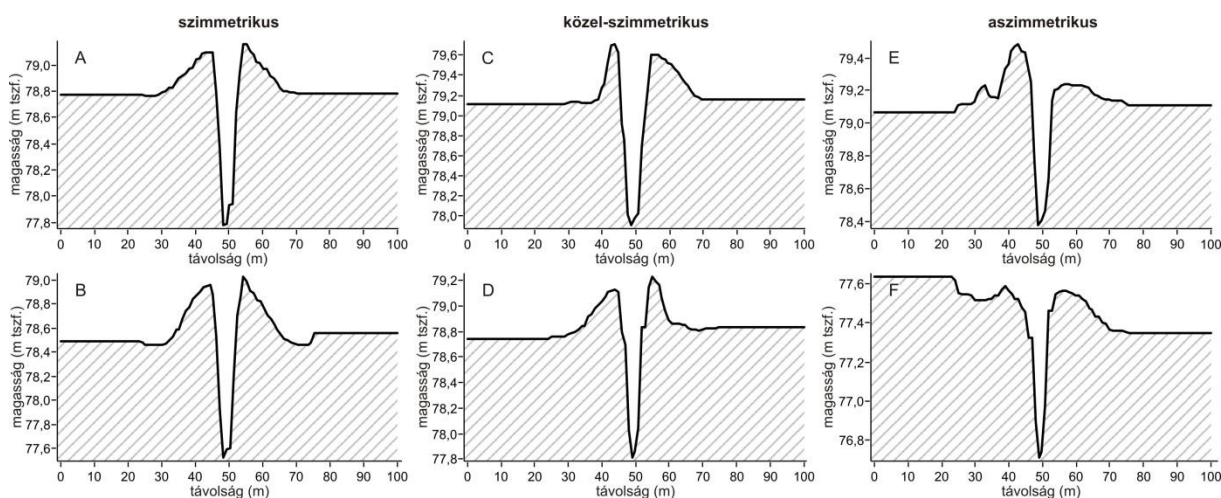
23. ábra: A különböző szimmetriájú csatornaszakaszok teszt területenkénti megoszlása

A csatornákat tipizáltam a két oldalukon elhelyezkedő csatornasáncok szimmetriája alapján, ami a potenciális vízviszatarató képességükre utal. A legkedvezőtlenebb lefolyási viszonyokkal a két oldalról hasonló csatornasáncokkal határolt (*szimmetrikus*) csatornák rendelkeznek, melyek lefolyás szempontjából mindkét oldalról **elzártak** környezetüktől. Ezeknél a csatornaszakaszoknál a csatornasáncok a csatorna mindkét oldalán egyenlő mértékben akadályozzák a lefolyást a természetes lejtésiránytól függetlenül. (Meg kell jegyezni, hogy ez a tipizálás csak a szimmetria alapján történhet, hiszen a maximális vízviszatarató képesség alapvetően a sáncok magasságától függ.) Ugyancsak elzártnak tekinthetők azok a *közel-szimmetrikus* csatornák, amelyek mentén a csatornasáncok magassága hasonló, illetve azok a *magányos csatornasánc*tal rendelkező csatornaszakaszok, ahol a sánc a csatorna magasabban lévő oldalán helyezkedik el. Az *aszimmetrikus* csatornák esetében fontos, hogy a természetes lejtéshez képest a magasabb csatornasánc merről határolja a csatornát. Tételizzük fel, hogy a csatorna egy lejtő közepén, a lejtésre merőlegesen fut. Az **felülről zárt** csatornák esetében a lefolyást jobban gátló (magasabb) csatornasánc a csatorna magasabban lévő oldalán található, így (nagyobb mértékben) gátolja a mögötte lévő tábláról lefolyó víz csatornába jutását. Ugyanakkor az **alulról zárt** csatornák esetében a

(magasabb) csatornasánc a csatorna alacsonyabban lévő oldalán található, így nem gátolja a felső tábláról lefolyó víz csatornába jutását, illetve a lejtő alsó szakaszán lévő táblára nem fejt ki lefolyás-módosító hatást (itt fontos megjegyezni, hogy az alulról zárt szakaszokon a magasabb oldalon is gyakran 0,3-0,4 m magas csatornasánc húzódik). A sánc nélküli csatornákat, illetve azokat a csatornaszakaszokat melyeken csatornasáncok csak szakaszosan fordulnak elő mindkét oldalról **nyitott** szakasznak neveztem el.

A csatornák szimmetriáját véleményem szerint három fő tényező alakítja ki. Elsőként említhető a természetes domborzat, mely a csatorna nyomvonala mentén befolyásolhatja a csatorna oldalai mentén mért paramétereket. A szimmetriát a csatornák kialakítása során a kikerülő anyag elhelyezésének gyakorlata is befolyásolja, amit az alkalmazott munkafolyamat (és a munkagépek típusa) határoz meg. A harmadik tényező a csatornasáncokat ért utólagos antropogén hatások, melyek alatt elsősorban a csatornák kotrásából eredő sáncmagasítást, a mezőgazdasági gépek közlekedéséből adódó talajtömörödést, illetve átnedvesedett talaj esetében a gépek megsüllyedésével járó vályúk kialakulását, valamint a mezőgazdasági művelés (elsősorban a szántás) során a talaj felső rétegének áthalmozását értem.

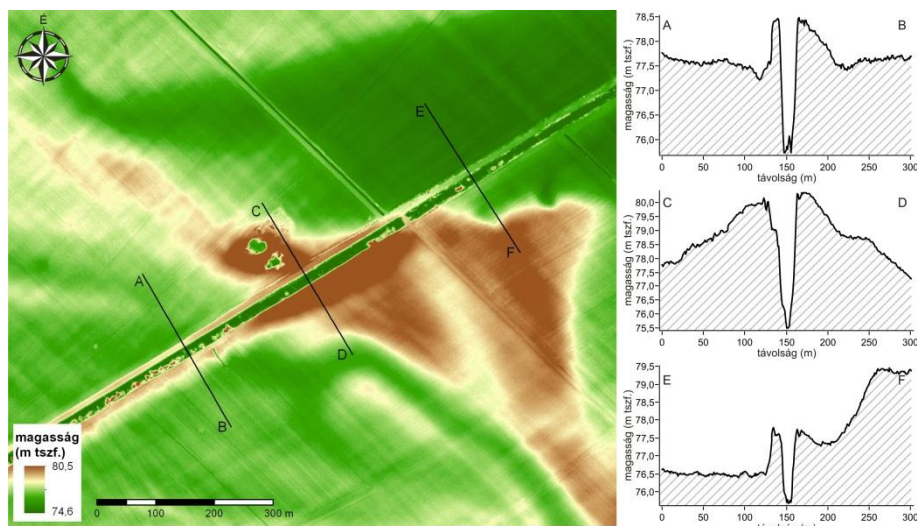
Az **1. teszt területen** összesen 3,7 km hosszú csatornaszakasz (21 %) mentén azonosítottam szimmetrikus csatornasánc-párokat. Ezek viszonylag magasak (0,3-0,74 m) és keskenyek (9-18 m), a keresztmetszeti képük alapján nemcsak paramétereikben, hanem formájukban is hasonlítanak egymásra (24/A, 24/B ábra). A csatornasáncok 2,5 km csatorna mentén (14 %) voltak közel-szimmetrikusak és 8,5 km-es szakaszon (48 %) aszimmetrikusak. A közel-szimmetrikus csatornaszakaszokon a legtöbb esetben a sáncok szélességének különbsége haladta meg a küszöbértéket, vagyis a közel-szimmetrikus csatornasánc-párok jellemzően szélességükben térnek el a legnagyobb mértékben (24/C, 24/D ábra). Ez valószínűleg azzal magyarázható, hogy a táblák szélén a sáncok különböző mértékben kerülnek elszántásra, ami egyaránt okozhatja a csatornasáncok kiszélesedését vagy akár összeszűkülését is. Mivel a sáncok gerincvonala jellemzően közvetlenül a csatorna medre mellett helyezkednek el, a mezőgazdasági gépek nem mindig tudják megközelíteni, így a szétszántással végbemenő szélességnövekedés nem feltétlenül jár a sánc magasságának változásával. Az aszimmetrikus formák relatív magasság-különbsége átlagosan 0,15 m, gerincvonaluk tengerszint feletti magasság-különbsége pedig átlagosan 0,13 m, vagyis a formák lefolyás-módosító hatása jelentősen eltérhet a csatorna két oldalán (24/E, 24/F ábra). Az aszimmetrikus sáncok esetében tehát a lefolyási viszonyok szempontjából fontos, hogy a csatorna melyik oldalán helyezkedik el a lefolyást jobban gátló nagyobb méretű sánc.



24 ábra: A csatornák szimmetria szerinti típusai a csatornasánc-párok morfometriája alapján az 1. teszt területről származó példák alapján

A **2. teszt területen** szimmetrikus csatornasánc-párok nem fordultak elő, és közel-szimmetrikus kiemelkedéseket is csak egyetlen 1,2 km hosszú (14 %) mellécsatorna mentén tudtam azonosítani. A közel szimmetrikus csatorna mentén a csatornasáncok csupán 0,2 m magasak, de így is akadályozzák a táblákról lefolyó víz csatornába jutását. Az összes többi csatorna esetében (7,3 km) a csatornasánc-párok aszimmetrikusak (81 %), egy csatornaszakaszon (0,5 km – 5 %) pedig nem volt csatornasánc.

A teszt területet átszelő Hódtó-Kis-tiszai-csatorna csatornasánc-párjának aszimmetriája a különböző szakaszokon eltérő, ugyanis egyrészt a csatornasáncok paraméterei számottevően változnak, másfelől a teszt területen előforduló fosszilis fluviális formakincs lokálisan megváltoztatja a lejtésviszonyokat a főcsatorna mentén (25. ábra).



25. ábra: A fosszilis fluviális formák módosíthatják a csatornasáncok morfológiai paramétereit, illetve a csatorna szimmetriaviszonyait

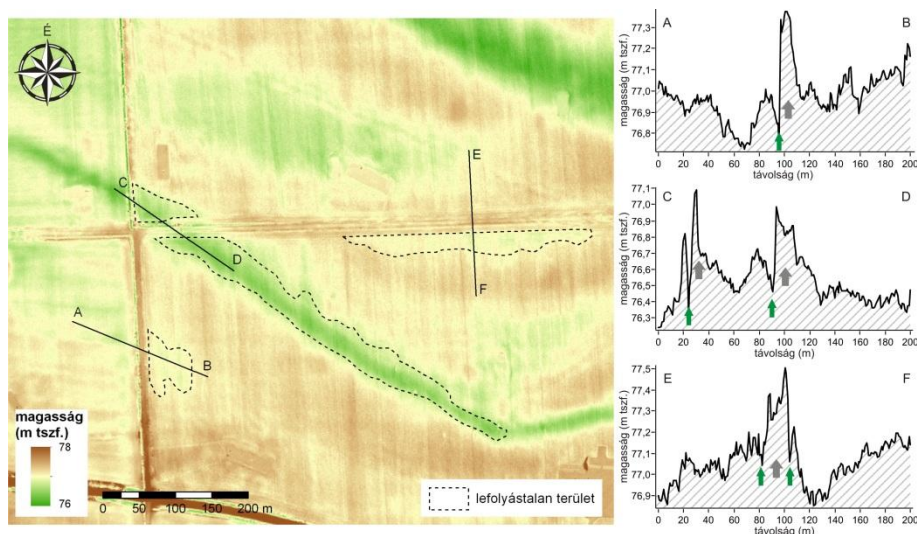
A Hódtó-Kis-tiszai-csatorna esetében tehát a lefolyás-módosító hatás szempontjából a szimmetriaviszonyok kevésbé mérvadók, egyrészt mivel a természetes domborzat módosítja a morfológiai paramétereket, másfelől azonban a legnagyobb aszimmetriával rendelkező szakaszon is rendkívül magas (0,46 m) sánc akadályozza a csatorna irányába történő lefolyást. A magas fokú aszimmetria alapján az feltételezhető, hogy a csatorna menti kiemelkedéseknek nem szántak vízvédelmi szerepet, hiszen ebben az esetben azonos méretűre kellett volna kialakítani a sáncokat, hogy mindkét oldalon egyformán megakadályozzák a csatornából a táblára történő kiöntést. Azonban vizsgálataim szerint a csatornasáncok gerincevonalának magasságkülönbsége a csatorna egyes szakaszain akár 0,4-0,5 m is lehet, ami a csatornameder mélységének 25-30 %-a. Mindemellett a csatornasáncok eltérő formája véleményem szerint arra is utal, hogy jelentős antropogén hatások érik őket, melyek évről évre ronthatják állapotukat.

A **3. teszt területen** szimmetrikus (11 %), közel-szimmetrikus (6 %) és aszimmetrikus (65 %) csatornaszakaszokat is azonosítottam. Az aszimmetrikus csatornák mentén (illetve a páros csatornák között) az esetek többségében (84 %) útfeltöltés húzódik, melyeknek átlagos magassága a csatornasáncok kb. másfélszerese (0,67 m), vagyis még a csatornasáncoknál is jelentősebb lefolyás-módosító mikroformák.

A szimmetrikus sánc-párok egy 1,2 km hosszú, egyenes csatornaszakasz mentén húzódnak kelet-nyugati irányban a teszt terület északi szélén. A csatornasáncok magassága 0,25 m és 0,26 m, szélességük pedig 17 m illetve 18 m. Hasonló méretük ellenére lefolyás-módosító szerepük nagymértékben eltér, mivel a terület északi irányba lejt, így az északi

oldalon húzódó sáncnak nincs vízviisszatartó funkciója, ezzel szemben a csatorna déli oldalán elhelyezkedő csatornasánc kb. 700 m hosszú sávban akadályozza a lefolyást. A közel-szimmetrikus csatornasánc-párok esetében a formák mindkét oldalon közel egyforma mértékben akadályozzák a csatorna irányába történő lefolyást, mivel magasságuk hasonló. Az aszimmetrikus csatornák mentén lévő csatornasánc-párok mind magasságukat, mind szélességüket tekintve nagymértékben különböznek egymástól. Ennek a legfőbb oka az, hogy az aszimmetrikus sáncpárok egyikét rendszerint földútként használják amit esetenként még tovább töltöttek, így lényegesen magasabb formák jöttek létre. Vizsgálatom szerint a teszt terület nyugati szélén észak-dél irányban húzódó csatorna (1,6 km) esetében az útfeltöltéseket rendre a csatorna magasabban elhelyezkedő oldalán hozták létre, felül zárt csatornaszakaszt kialakítva. Ennek következtében a csatorna irányába történő lefolyást egy 0,4-0,8 méteres kiemelkedés akadályozza, míg az alacsonyabb oldalon elhelyezkedő csatornasáncnak – a lejtésiránynak megfelelően – nincs vízviisszatartó szerepe (26. ábra AB szelvény). A kismértékű természetes lejtés miatt eredendően rossz lefolyású területeken a víz összegyülekezését tehát nagymértékben elősegíthetik a csatornák mentén kialakított kiemelkedő utak, melyek a természetes lefolyási útvonalakat (pl. egykori lecsapoló-medreket vagy fattyúágakat) elvágják a csatornáktól.

Terepi bejárásaim alapján az a véleményem, hogy a lefolyást a páros csatornák között húzódó kiemelkedések éppúgy gátolhatják, mint a magányos csatornák mentén elhelyezkedők, mivel a csatornák – rossz állapotuk miatt – nem minden esetben látják el vízvezető feladatukat. Így a csatorna mentén kialakuló elöntésnek nincs lehetősége az ellenkező oldali (esetlegesen nagyobb vízvezető képességű) csatorna medréig eljutni, ezért további területek kerülhetnek víz alá (26. ábra CD és EF szelvény).



26. ábra: Az útfeltöltések (szürke nyíl) miatt lefolyástalanná vált területek és a tábláktól szétkapcsolt csatornák medre (zöld nyíl) a 3. teszt területen

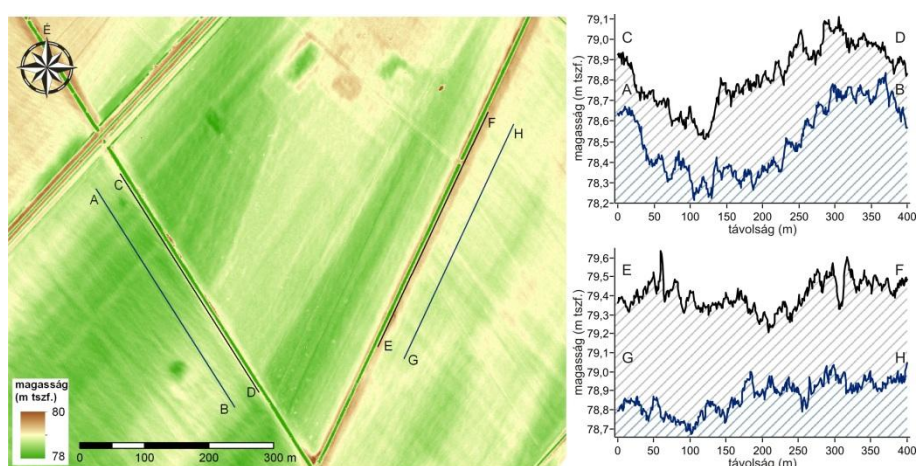
Vizsgálataim szerint az aszimmetrikus csatornák legnagyobb része (a vizsgált szakaszok 59 %-án) alulról zárt, azaz a csatorna irányába történő lefolyás útjában az alacsonyabb sánc foglal helyet, tehát kevésbé akadályozza a lefolyást. Ez alapján úgy tűnhet, hogy a csatornák kiásásakor a kitermelt anyagot tudatosan, a csatorna alacsonyabban fekvő oldalain terítették szét, azonban az alulról zárt csatornák esetében az alsó (magasabb) és a felső (alacsonyabb) csatornasánc magasságának aránya átlagosan 0,6, szélességük aránya pedig 0,7 vagyis csak kis mértékben térnek el egymástól. Mindezek arra utalhatnak, hogy az aszimmetria elsősorban nem a csatornák kialakításakor – de semmiképpen sem tervszerű

munka eredményeként – jött létre, hanem valószínűleg utólagos folyamatok (pl. a csatornák karbantartása, utólagos tömörödés, rá- és elszántás stb.) okozták.

A csatornasáncok térbeli elhelyezkedése

A csatornasáncok elhelyezkedésének vizsgálata kapcsán a jelenlegi állapotokra az jellemző, hogy a csatornákat nem a természetes lefolyásviszonyok figyelembevételével alakították ki. A csatornák elhelyezkedését vízlevezető szerepük felől közelítem meg, hiszen egyes magasvezetésű csatornaszakaszokat öntözés céljából alakítottak ki, vagyis nem minden esetben várható el, hogy a csatorna egyszerre ellásson öntöző- és belvíz-elvezető funkciót is. Azonban mivel a mintaterület csatornáit alapvetően az ármentesítést követően (1871-1898 között⁶), a belvíz elvezetése céljából alakították ki (Lászlóffy 1982), kérdéses, hogy a természetes kiemelkedések (pl. övzátony, ártéri sziget) tetején keresztül haladó csatornáknak milyen belvízelvezető szerep jut. Különösen irracionális a csatornák elhelyezkedése a 3. teszt területen, melyen az elhagyott medrek sűrű hálózata ellenére – az olajkitermeléssel párosuló üzemi útépitések során – az 1960-as években (Lele 1976) szabályos téglalapszerű hálózatban ásták ki a csatornákat. A természetes medreken keresztül (sokszor kiemelt helyzetben) vezetett csatornák véleményem szerint kifejezetten akadályozzák a mederben történő lefolyást, mivel a csatorna által kettéválasztott mederrészek a csatornasáncok jelenléte miatt szétkapcsolt állapotba kerülnek. Mindemellett gyakran a természetes mélyedések mentén létrehozott csatornák sem vezetnek el a mélyedésekben felgyülemelő vizeket, mivel a csatornasáncok, illetve a táblák felszínén előforduló bakhátak ezt megakadályozzák.

A terep természetes lejtésvizsgálatai módosíthatják a sáncok jelentőségét a víz visszatartásában, hiszen ha a csatornasánc magassága egy rövid szakaszon a környező terepviszonyokhoz képest lecsökken, akkor ott a víz a tábláról be tud folyni a csatornába. Mivel a terep lejtése szinte elhanyagolható (átlagosan 185 cm/km), a táblák a csatornasáncok meglététől függetlenül is rossz lefolyásúak, melyet tovább rontanak a csatorna mellett létrehozott kiemelkedések és feltöltött utak. A csatornasáncok gerincvonalában és velük párhuzamosan a táblákon húzott hosszszelvények azt mutatják, hogy a csatornasáncok gerincvonalának magassága jól követi a természetes domborzati elemeket (27. ábra).



27. ábra: Csatornasáncok gerincvonalának (CD és EF szelvény) és a mögötte lévő tábla természetes felszínének hosszszelvényei (AB és GH szelvény)

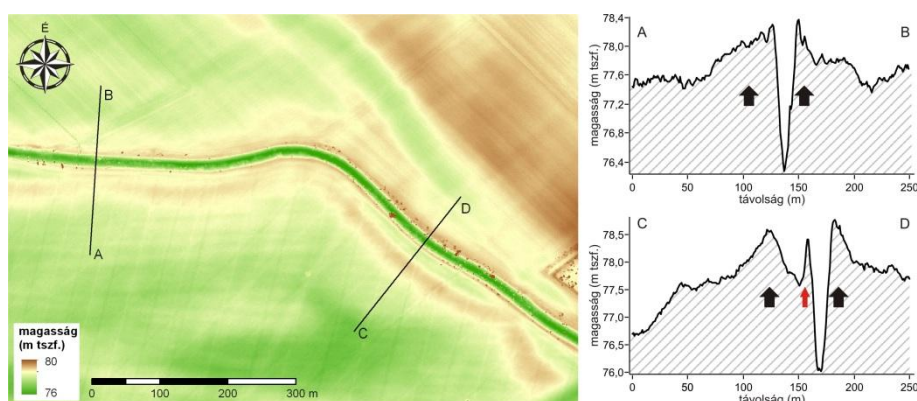
Tehát a lehetséges lefolyási útvonalakat a mélyebb fekvésű területeken is elzárják, szélsőséges esetekben pedig éppen a táblák mélyebb területein a legnagyobb a sáncok relatív magassága (pl. ártéri laposok, egykori medrek területén). Ennek a következménye lehet, hogy

⁶ Forrás: ATIVIZIG

az egykori ártér magasabban fekvő területeiről a mélyedések irányába összegyülekező vizek nem, vagy csak részben tudnak lefolyni a területről akkor is, ha ott belvízelvezető csatornát alakítottak ki, mivel a csatornasáncok a víz egy részét visszatartják.

A természetes medrek mentén a csatornák futásvonalának és a domborzatnak a viszonya alapvetően meghatározza a felszíni lefolyást. A kisebb fattyúágban kialakított csatornák mellett általában nincsenek kimutatható csatornasáncok, azonban ezeknek a medreknek rendszerint mindkét oldalán megtalálhatóak az egykori folyóhátak és övzátonyok 0,6-1,2 m magas maradványai. Ezek a magasabb természetes formák is meggátolták a víz lefolyását, vagyis természetes lefolyás is csak a lecsapoló-medrek mentén történhetett, melyek a táblák szántása során jelentősen feltöltődtek. További probléma lehet ezeken a szakaszokon a fattyúágak kotrásával kikerülő anyag partokon történő elhelyezése, ami tovább növelheti a belvízzel veszélyeztetett terület nagyságát.

A Kéró-ér két oldalán, kb. 25-100 m-es távolságban a csatornasáncokon túl további kiemelkedések húzódnak, melyek feltehetően antropogén eredetűek, mivel a Kéró-eret a 19. század közepéig a Maros és a Hódító között közlekedő hajók használták, és a hajókat gyakran lovakkal vontatták a meder partján kialakított vontatóutakon (Andó 1984). A kiemelkedések magassága 0,5-1,2 m, szélességük pedig 50-100 m között változik, vagyis jóval magasabbak, mint a jelenlegi csatornasáncok (0,2-0,5 m), tehát jelentősebb szerepet játszhatnak a lefolyás akadályozásában (28. ábra).

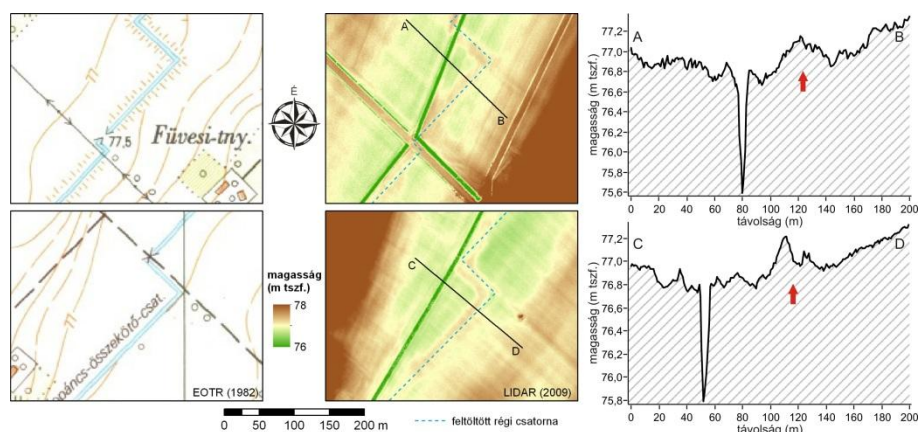


28. ábra: A Kéró-ér csatornasáncának (piros nyíl) és a 19. században létrehozott vontatóutaknak (fekete nyíl) a keresztmetszete

A nagyobb elhagyott medrekben (Gyúló-ér, Hódító-meder) található csatornákat vizsgálataim szerint nem mindig a medrek legmélyebben fekvő pontjain alakították ki, hanem attól kb. 0,4 méterrel magasabban. Így a csatornák futásvonala nem teszi lehetővé, hogy a mederfenék vonalából a víz a csatornába folyhasson. A Hódító-Kis-tiszai-csatorna esetében a sáncok magassága a 2. teszt területen található egykori meder teljes területét lefolyástalanná tehetné, igaz itt több helyen a csatornasánc átvágásával biztosították a víz átfolyását. Komolyabb problémát a Gyúló-ér mentén húzódó, Kopáncs-összekötő-csatorna 2,1 km hosszú aszimmetrikus sáncai okozhatnak, melyek átlagos magassága alacsony (0,2 m), azonban a csatorna egyes szakaszain akár 0,5-0,6 m is lehet. Emellett aszimmetriájuk ellenére a csatornasáncok magassága és szélessége nagyjából azonos (mivel az aszimmetria ebben az esetben a természetes reliefnek tudható be), így a természetes meder alján a csatorna irányába folyó vizeket mindkét oldalon visszatartják.

A Kopáncs-összekötő-csatorna mentén nemcsak a jelenlegi sáncok akadályozzák a lefolyást, hanem több helyen a korábban létesített – de napjainkra felhagyott és utólag betemetett – csatornák is. Ezek a csatornák az 1982-es EOTR topográfiai térképszelvény alapján még léteztek, de a 2009-es LIDAR DDM-en medrük már nem látható, sőt a csatornasáncok közötti területet fel is töltötték, így a jelenlegi csatorna mentén a korábban

létrehozott kiemelkedések is fennmaradtak, melyek magassága átlagosan 0,3 méter. Furcsa módon ezek a formák éppen ott fordulnak elő, ahol egyébként a jelenlegi csatorna mellett nincs kimutatható kiemelkedés, valószínűleg azért, mert az újonnan – esésnövelés céljából – kialakított, egyenes vonalú meder anyagát is a régi mederbe halmozták át. Mivel a régi csatornamedret és egykori sáncait jelentősen túlmagasították fontos lefolyásgátló szerepük van (29. ábra).



29. ábra: Feltöltött csatorna (piros nyíl a keresztmetszeten) az újonnan kialakított meder mentén, a régi csatorna helyén ma kiemelkedés akadályozza a felszíni lefolyást

Összefoglalva megállapítható, hogy a csatornák elhelyezkedése, a csatornasáncok morfológiai paraméterei, valamint a csatornák mellett elhelyezkedő táblák lejtésiránya alapján a csatornák és a táblák viszonya lehet a lefolyás szempontjából kapcsolt és szétkapcsolt. **Kapcsolt** a viszony azoknak a tábláknak az esetében, ahol a tábla (lejtésirány által meghatározott) legalacsonyabb oldalán húzódó csatorna nyitott, vagyis a tábla legnagyobb részéről az összegyűlt víz eljut a befogadó csatorna medrébe. Ezek a táblák a fő lejtésirány olyan csatorna felé vezeti a víz nagyobb részét, melynek nincs-, vagy csak viszonylag alacsony, esetleg szaggatottan megjelenő csatornasáncai vannak. A lefolyástalan területek ezeken a táblákon elsősorban természetes mélyedésekben vagy a bakhátak közötti ekebarázdákban alakulhatnak ki.

Azokon a táblákon, ahol a fő lejtésirány a csatorna irányába vezeti a vizet, de a víz csatornába való bejutását csatornasánc akadályozza, ott a csatorna és a tábla viszonya a lefolyás tekintetében **szétkapcsolt**nak tekinthető. Vagyis a tábla területéről lefolyó víz jelentős része a csatornasánc akadályozó hatása miatt összegyűlik a tábla alacsonyabb részein. Ezek a táblák nagyobb kiterjedésű belvízi elöntések alakulhatnak ki a csatornák mentén.

5.2.2 A táblák lefolyási viszonyai

Az eredeti felszín lefolyási viszonyai

A természetes felszín, illetve az ebből levezetett természetes lefolyásviszonyok rekonstrukciója nem lehetséges a részletgazdag LIDAR alapú DDM-en. Azonban az újrainterpolált DDM alapján már meghatározhatóak voltak azok a természetes lefolyási irányok, melyek mentén a felszínről lefolyó víz áramolhatott, s meghatározhatóak voltak azok a természetes mélyedések, amelyek az ármentesítések előtt vízvezető funkciókat láthattak el. A természetes felszín lefolyástalan területeinek lehatárolására nem vállalkoztam, mivel az újrainterpolált DDM kevésbé részletgazdag, illetve nem tartalmazhatja a korabeli lefolyásviszonyokat meghatározó természetes mikroformákat, melyek a planáció során eltűnhettek a felszínről.

Az 1. teszt terület legfontosabb természetes vízvezető felszínformája minden bizonnyal a Gyúló-ér volt, mely a teszt terület kb. feléről vezethette el a csapadék eredetű vizeket. A Gyúló-ér menti folyóhátak és övzátonyok mögött megrekedő víz lecsapoló-medreken keresztül juthatott az egykori mederbe, ahol szigetek és zátonyok maradványai között folyt le a víz a teszt területről észak-nyugati irány felé haladva. A terület észak-keleti részéről a Hód-tói meder felé, míg a nyugati oldalon elhelyezkedő mélyedésekből a Gyúló-érbe, illetve a Gyúló-ér teszt területen kívül eső szakasza felé történhetett lefolyás. A teszt terület természetes eredetű lefolyástalan, illetve rossz lefolyású mélyedései elsősorban az övzátonyok között húzódó sarlólaposok mentén helyezkedhettek el. A Gyúló-érhez és a Hód-tói-mederhez tartozó sarlólaposok hosszirányú esése nagyjából azonos (a DDM alapján kb. 20-25 cm/km), azonban véleményem szerint a sarlólaposok esése a mezőgazdasági művelés kezdete előtt lényegesen alacsonyabb volt, és a magas értékek a sarlólaposok egyes részeinek jelentős – agrogén eredetű – feltöltődésével magyarázhatóak.

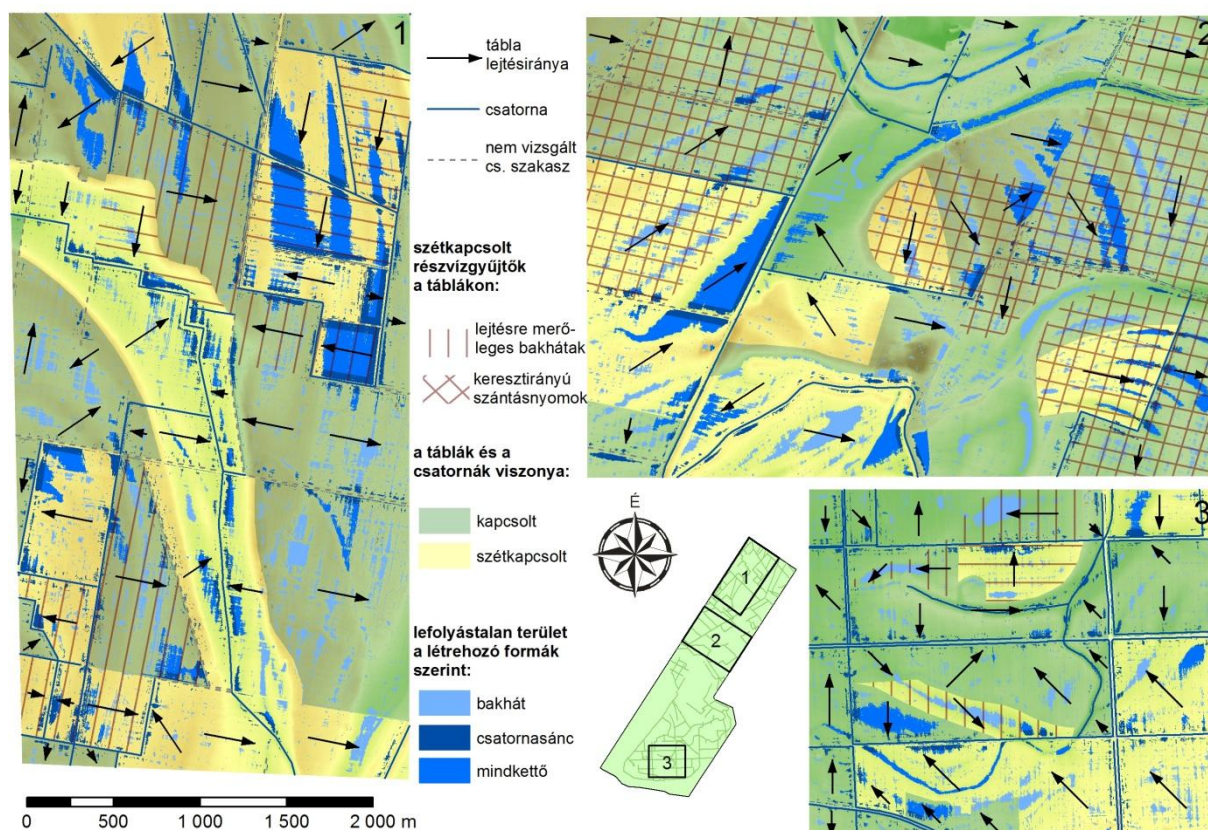
A 2. teszt terület fő lefolyási irányát a DDM alapján nem sikerült meghatároznom, mivel a fő vízbefogadónak tekinthető paleomedér felszínén másutt nem tapasztalt mennyiségben jelentek meg adathibák a domborzatmodellén. Azonban a topográfiai térképek alapján a víz valószínűleg a mai Mátyáshalmi-csatorna mentén húzódó mederben folyt le keleti, majd déli irányba. A DDM alapján a 2. teszt terület sarlólaposaihoz nem tartozott az övzátonyokon keresztül lefolyást biztosító lecsapoló-medér, vagyis annak ellenére, hogy hosszirányú esésük ma – a Gyúló-ér és a Hód-tói-medér sarlólaposaihoz hasonlóan – magas (kb. 50 cm/km), természetes állapotukban valószínűleg lefolyástalan területek voltak. A sarlólaposokról lefolyó víz az övzátonyok (vagy a kanyarulatoktól függően folyóhátak) mentén gyűlhetett össze és azzal párhuzamosan folyt le a teszt terület alacsonyabb részeire.

A 3. teszt terület ármentesítések előtti lefolyásviszonyait a Maros feltöltődött medermaradványai határozták meg. A medrek esése a DDM alapján kb. 10-20 cm/km, de feltehetően a szövevényes, bifurkáló vízfolyások természetes állapotukban csaknem sík mederrel rendelkeztek. Az EOTR topográfiai térképek alapján a Tisza-völgy keleti peremén elhelyezkedő ártéri laposok (Batidai-sík, Nagy-sík) vizeit valószínűleg a teszt terület közepén északkelet felől érkező meder vezette el nyugati irányában, vagyis feltehetően a teszt terület vizeinek nagyobb része is ugyanezen meder mentén folyt le a területről.

A bakhátak és csatornasáncok lefolyás-módosító hatása

A lefolyás-modellezés során összevetettem táblák természetes lejtési irányait és a lefolyást akadályozó bakhátak és csatornasáncok térbeli elhelyezkedését. A LIDAR DDM alapján jelentős méretű és számú lefolyással nem rendelkező területet sikerült azonosítanom, melyeknek a kiterjedése a három teszt területen összesen 7,52 km², ami a vizsgált terület 30,8 %-át teszi ki.

A bakhátak jelenléte az 1. teszt területen 1,51 km² (15 %), a 2. teszt területen 1,43 km² (15 %), míg a 3. teszt területen 0,49 km² (10 %) lefolyástalan területet eredményez. A csatornasáncok az 1. teszt területen 2,08 km² (21 %), a 2. teszt területen 1,5 km² (16 %), a 3. teszt területen pedig 0,51 km² (11 %) területen kapcsolják szét a táblákat a csatornáktól, lefolyástalan területeket létrehozva. Azok a táblarészletek, melyek lefolyását bakhátak és a csatornasáncok együttesen akadályozzák az 1. teszt területen 0,96 km² (10 %), a 2. teszt területen 0,73 km² (8 %), a 3. teszt területen pedig 0,22 km² (5 %) kiterjedésűek (30. ábra).



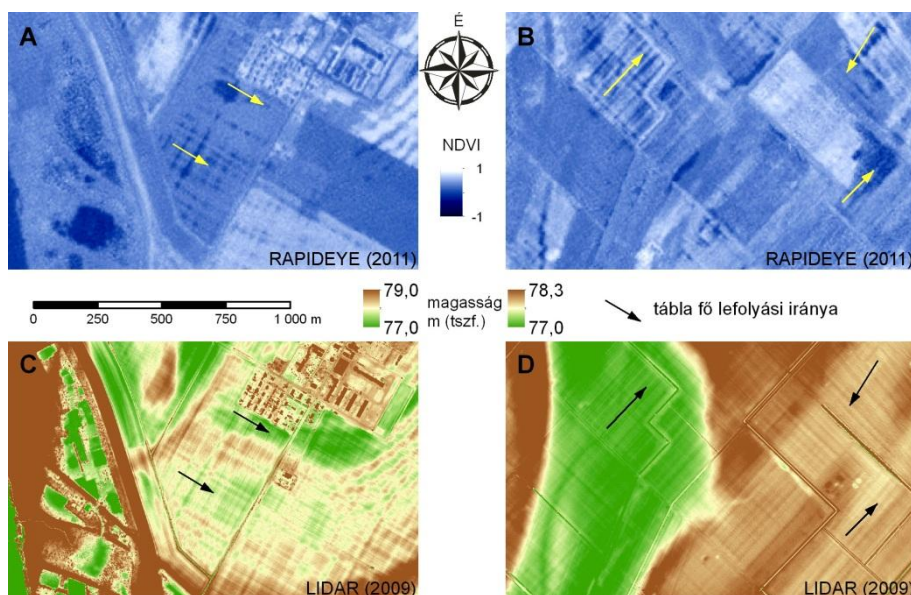
30. ábra: A bakhátak és a csatornasáncok által szétkapcsolt állapotba került táblák elhelyezkedése

A bakhátak magasságuk alapján látszólag kevésbé jelentős lefolyás-módosító formák mint a csatornasáncok, hiszen magasság-relief arányuk (2,5) jelentősebben eltér a csatornasáncokétól (4,5), azonban ennek ellenére két forma lefolyás-módosító hatása közel azonos. Mindemellett a bakhátak magassága és vízviszatarító szerepe az évről-évre megismétlődő szántás miatt is viszonylag gyorsan változhat, míg a csatornasáncok esetében utólagos hatások (pl. kotrás) kisebb gyakorisággal módosítja a formák méretét.

A bakhátaknak a tábla lejtésével bezárt szögük alapján lehet vízvezető vagy barrier funkciója. Azokon a táblákon ahol a szántásnyomok a tábla lejtésével párhuzamosak, az összegyűlő víz az ekebarázdákon keresztül a tábla alacsonyabb területei felé folyhat. A táblák lejtésére merőlegesen létrehozott bakhátaknak ezzel szemben komoly vízviszatarító szerepe lehet, mivel a terep lejtésénél jóval magasabb mikrodomborzati elemek. Mivel a táblákon folyó földművelés a természetes domborzati különbségeket a planáció során (kis méretarányban) elsimítja, azonban ezzel egy időben viszonylag nagy mikroformákat hoz létre (nagy méretarányban), ezért ezen a kis reliefű tájon a lefolyásviszonyokat egyre inkább az agrogén formák fogják meghatározni. Fontos szerep juthat így a bakhátak lefolyás-módosító hatásának a természetes lefolyási útvonalak (pl. egykori medrek, sarlólaposok) mentén. Ugyanakkor véleményem szerint ez a folyamat akár olyan szélsőséges helyzeteket is eredményezhet, mint például a tábla gerincvonalában elhelyezkedő elöntések megjelenése (31. ábra). Ilyen esetekben az elöntési foltok az ekebarázdák mentén húzódnak és a szomszédos bakhátak miatt a víz nem talál lefolyást a tábla alacsonyabb részei felé. Vizsgálataim során több ilyen területet sikerült lehatárolnom, ahol egyértelműen látható, hogy az elöntés nem a tábla legmélyebb területére koncentrálódik (ami emellett furcsa módon száraz területként jelenik meg), hanem a táblák magasabb helyzetű részén, ahol ekebarázdák mentén 20-50 méter széles sávokban okoznak elöntéseket (31. ábra). Még nagyobb problémát

okozhat a bakhátak jelenléte azokon a táblákon, ahol két irányban is szántanak, mivel ezeken a területeken a lejtésiránytól függetlenül a tábla egésze lefolyástalanná válhat. A 2. teszt területen a vizsgálat során valamennyi táblarészleten azonosítani tudtam a paralelogramma formájú lefolyástalan egységeket, melyek azonban nemcsak a vizsgált táblarészleteken, hanem a szinte az egész teszt területen megtalálhatóak.

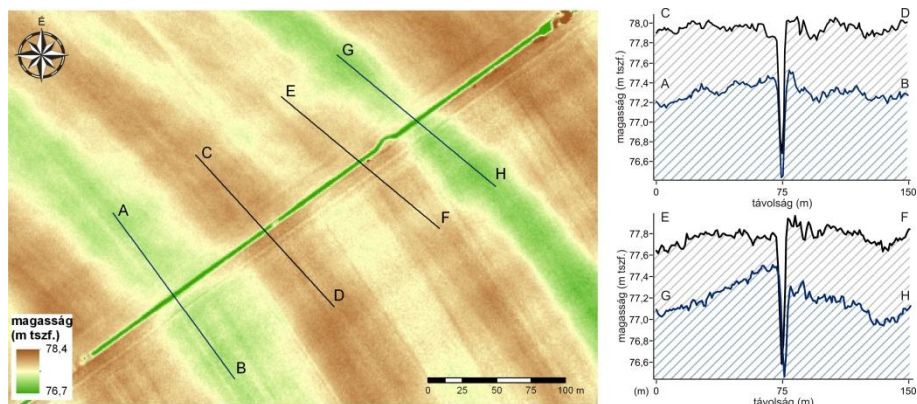
A csatornasáncok lefolyás-módosító hatásának vizsgálat során megállapítottam, hogy a teszt területeken a lefolyástalan területek több mint fele ($4,0 \text{ km}^2$) csatornák mentén helyezkedik el. A csatorna menti lefolyástalan területek a vizsgált terület 16 %-át teszik ki, és vizsgálataim szerint a teszt területeken elszórtan jelennek meg, vagyis nincs kapcsolat a természetes geomorfológiai viszonyok és az elöntések megjelenése között. A lefolyástalan területek csatorna menti elhelyezkedése elsősorban azzal magyarázható, hogy a csatornák többségének futásvonalát úgy tervezték meg, hogy a lefolyástalan területeken kialakuló elöntések vizét elvezesse. Azonban a méréseim alapján nyilvánvalóvá vált, hogy a csatornák kialakítása és fenntartása ennek az eredeti funkciónak a megvalósulását akadályozza, hiszen a csatornák 85 %-a (32,1 km) mentén továbbra is elöntések alakulnak ki, amit a 2011-es RapidEye műholdfelvétel is alátámaszt (31. ábra). Mindezek mellett véleményem szerint a csatornák kiásása egyes táblák területén nemhogy a belvízproblémát nem oldotta meg, hanem éppen a csatorna kiásása miatt a korábban lefolyást biztosító természetes mélyedések (pl. medermaradványok, sarlólaposok) vízvezető funkciója is megszűnt. Így a korábban a természetes medrekkel kapcsolt állapotban lévő táblák a mesterségesen létesített csatornákkal szétkapcsolt viszonyba kerültek, így belvízveszélyessé váltak. Fontosnak tartom megjegyezni, hogy egyes táblákon a lefolyástalan területeknek nem a kialakulásáról, hanem inkább azok áthelyeződéséről beszélhetünk, mivel – az egyébként is belvízveszélyes – természetes mélyedések (pl. ártéri lapály) irányába mozgó víz visszaduzzasztásáról van szó. Ez azonban még inkább rávilágít arra a tényre, hogy a víz elvezetését célzó csatornák mentén húzódó kiemelkedéseknek komoly vízvisszatartó szerepe van.



31. ábra: Bakhátak (A) és csatornasáncok (B) hatására megjelenő belvízfoltok és a táblák mikrodomborzata, illetve természetes lefolyási irányai (CD)

A csatornasáncok természetes mélyedések menti lefolyásgátló hatása jól megfigyelhető a 2. teszt terület délkeleti sarkában húzódó csatorna esetében, mely több sarlólapost keresztes merőlegesen (32. ábra). A csatorna sáncai relatíve alacsonyak (átlagosan 0,11 m, illetve 0,17 m), azonban a sarlólaposok mentén viszonylagos magasságuk 0,2-0,4 m,

vagyis a csatornasáncok paraméterei ott a legnagyobbak, ahol természetes lefolyási útvonalakat kereszteznek. Habár a sarlólaposok esése a DDM alapján kb. 40 cm/km, a csatornasánc a sarlólaposok két oldalát, illetve magát a csatorna medrét is szétkapcsolt állapotba hozza, vagyis lefolyástalan területek jönnek létre.

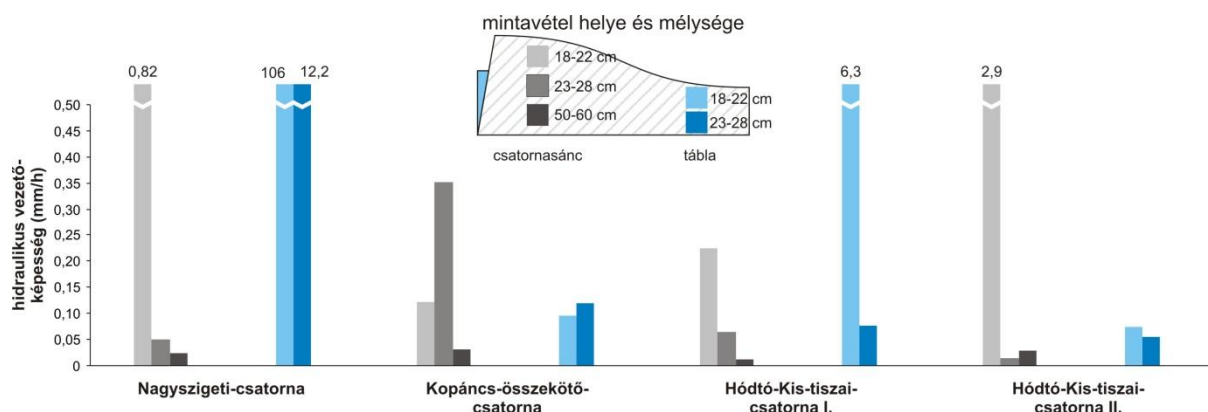


32. ábra: Sarlólaposok alján kiszélesedő, lefolyást gátoló csatornasáncok keresztmetszete a 2. teszt területen. Az AB és GH szelvények egy sarlólaposon, míg a CD és EF szelvények egy övzátóyon keresztülfutó csatornaszakaszt reprezentálnak

A lefolyás-módosító szerep mellett számolnunk kell azzal is, hogy a csatornasáncokon gyakrabban haladnak nehéz munkagépek, ami a talaj tömörödéséhez vezethet. Az eketalp-réteg a beszivárgást és így a csatornák felé történő vízáramlást véleményem szerint akadályozza ezért a tömörödött réteg fenti funkciójának bizonyítására több csatorna mentén megvizsgáltam a különböző mélységű talajrétegek vízáteresztő képességét.

A mindszei mintaterületről vett (20-30 cm-es mélységből származó) bolygatatlan talajminták vízvezető képességének meghatározásakor a kéthetes vizsgálat során nem kaptam értékelhető eredményt, mivel a mintákon ez idő alatt nem szivárgott át víz. Tehát a mindszei területeken vizsgált eketalp réteg hidrológiai vezetőképessége 0,1 mm/h értéknél alacsonyabb, vagyis gyakorlatilag nem ereszt át a vizet.

A Tápai-réti mintaterületről mintákat a szántott réteg aljáról (18-22 cm), az eketalp rétegből (23-28 cm) és – a csatornasáncok mentén – az eketalp alatti rétegből (50-60 cm) is vettem, a csatornasáncok oldaláról, valamint azoktól 40-50 m-rel távolabb a tábla területéről is. A vizsgálat eredményei alapján a hidraulikus vezetőképesség a minták 80 %-nál 1 mm/h érték alatt van, és méréseim alapján nemcsak az eketalpak vízáteresztő képessége kedvezőtlen, hanem a legtöbb esetben a szántott- és az 50-60 cm mély réteg esetében is. vízáteresztő képességgel rendelkeznek (33. ábra). A nagyon alacsony vízáteresztő képesség miatt a víz felszín alatti szivárgása elhanyagolható mértékű, így megnő a felszíni lefolyás – ezáltal pedig a mikroformák vízvisszatartó hatásának – jelentősége. Ez eredményezheti azt a jelenséget, hogy belvízfoltok csillognak az üres csatornák mellett, hiszen azokba sem a felszínen, sem a felszín alatt nem képes bejutni a víz. Mivel a mintaterületen drénezett területek nem jellemzőek (területarányuk kb. 1,6 %), a probléma gyakorlatilag mindenhol felléphet, ahol kötött talajok találhatók.



33. ábra: A tápai-réti mintaterületen elhelyezkedő csatornasáncok és táblák területéről származó bolygatatlan talajminták hidraulikus vezetőképessége.

5.2.3 Összegzés

A Dél-Tisza völgy bal parti alacsony árterén lehatárolt mintaterületeken terepi felméréssel, illetve LIDAR alapú DDM alapján jelentős számú agrogén és hidrotechnogén eredetű felszínforma morfolometriai paramétereit határoztam meg. A mintaterületeken eltérő számú formát sikerült azonosítanom, mivel a területek kiterjedése és a különböző módszerekkel előállított DDM-ek pontossága jelentősen eltért. A mindsenti mintaterület formáinak paramétereit kutatásom során előzetes adatként kezeltem, és a Tápai-rét területén végzett részletesebb vizsgálatok során térinformatikai módszereim kidolgozásához és fejlesztéséhez használtam fel.

A szántás hatására kialakuló, a szántás irányával párhuzamos bakhátak minden kijelölt táblarészleten azonosíthatóak, azonban méretükben, számukban és elhelyezkedésükben jelentős különbségek adódnak. A bakhátak mérési eredményeim szerint átlagosan 0,09 m magas és 28 m széles formák, azonban a nagyobbak akár 0,19-0,26 m magasak és 60-100 m szélesek is lehetnek. Átlagos sűrűségük 35 km/km^2 , azonban egyes táblákon a több irányban végzett szántás miatt ennél valamivel sűrűbben helyezkednek el (39 km/km^2). A bakhátak magasság-relief értéke átlagosan 2,5, de a legkisebb lejtésű táblákon 6-8 is lehet, vagyis az agrogén mikroformák magassága a táblák természetes reliefének átlagosan 2,5-szerese, ami véleményem szerint komoly lefolyás-módosító hatást eredményezhet. Vizsgálataim szerint nagyobb magasság-relief értékkel rendelkező formák nagyobb lejtésű területeken is megjelennek, vagyis a bakhátak a természetes geomorfológiai viszonyoktól függetlenül akadályozhatják a lefolyást. A formák funkciója a lefolyás tekintetében ellentétes, hiszen míg a tábla lejtésirányával párhuzamosan futó szántásnyomok vízvezető szerepet látnak el, a lejtésre merőleges bakhátaknak vízvisszatartó funkciója van. Vizsgálataim szerint a táblák nagyobb részén a szántásnyomok a lejtéssel közel párhuzamosak, vagyis a mintaterületeken a vízvezető szerep dominál, azonban $3,5 \text{ km}^2$ -en (a vizsgált terület 14 %-án) a lejtésre merőleges irányú bakhátakat is azonosítottam. Emellett léteznek olyan táblák is (a vizsgált terület 19 %-án), ahol a szántás irányát valamilyen okból megváltoztatták, így bakhátak egymást átlagosan 70° -os szögben keresztezik. Az így létrejött háló-mintázatú bakhátak az alacsony lejtésű táblákat paralelogramma formájú lefolyástalan egységekre darabolják fel, így ezeken a táblákon a lejtésiránytól függetlenül bárhol megjelenhet a belvíz.

Vizsgálataim alapján a szántóföldi területeken kialakított csatornaszakaszok 85 %-a mentén ($32,1 \text{ km} - 2,58 \text{ km/km}^2$) felfedezhetőek a csatorna kiásásával, illetve kotrásával létrejött kiemelkedések (depóniák), melyeket a definícióban fellelhető ellentmondások miatt munkámban csatornasáncnak neveztem el. Csatornasáncként definiáltam azokat az antropogén eredetű pozitív felszínformákat, amelyek a síkvidéki mezőgazdasági területeken kialakított mesterséges csatornamedrek anyagából épülnek fel, és az agrogén tevékenység

során folyamatosan módosulnak, illetve amelyek a csatorna egyik vagy mindkét oldalán elhelyezkedhetnek és morfometriai paramétereik függvényében akadályozhatják a felszíni lefolyást.

A csatornasáncok méréseim szerint a vizsgált csatornák 76 %-a mentén (28,4 km) a meder mindkét oldalán megtalálhatóak, míg azok a csatornaszakaszok melyeknek csak az egyik oldalán van kiemelkedés (magányos csatornasánc) a vizsgált csatornáknak mindössze 10 %-át (3,7 km) adják. A sánc nélküli csatornák hossza 5,5 km (14 %). A csatornasáncok átlagosan 0,4 m magas és 18 m széles kiemelkedések, azonban a nagyobb csatornák – így például a Hódtó-Kis-tiszai-csatorna – mentén akár 1,2-1,4 m magasak és 50-60 m szélesek is lehetnek. A csatornák mellett húzódó utak feltöltései növelhetik a csatornasáncok magasságát melyek így átlagosan 0,68 m magasak, azonban a páros csatornák között húzódó útfeltöltések ennél is nagyobbak (0,4-1,2 m). A csatornasáncok magasság-relief aránya átlagosan 4,5, vagyis a csatornákra merőleges irányban mért lejtéshez viszonyítva kb. 4,5-ször magasabb formák, így jelentős mikrodomborzati tényezők.

A csatornák az őket kísérő csatornasáncok hasonlósága alapján lehet szimmetrikus, közel-szimmetrikus és aszimmetrikus. A szimmetrikus és egyes közel-szimmetrikus csatornák a táblák lefolyása szempontjából mindkét oldalról elzárt medrűek, mivel csatornasáncaik egyforma mértékben képesek a vizet visszatartani. Ezzel szemben az aszimmetrikus csatornák esetében a lefolyás szempontjából nagyon lényeges, hogy a (magasabb) csatornasánc a csatorna mely oldalán helyezkedik el. Ugyanis amennyiben a (magasabb) sánc a csatorna irányába történő lefolyás útjában van (felülről zárt csatorna) nagyobb terület kerülhet elöntés alá, mint ellenkező esetben, amikor is a lefolyás útjában alacsonyabb kiemelkedés húzódik, vagy egyáltalán nincs csatornasánc (alulról zárt csatorna). Vizsgálataim szerint a csatornák 13 %-a (4,9 km) elzárt, vagyis mindkét oldalukon rossz a lefolyási lehetőség. Az aszimmetrikus csatornák legnagyobb része (22 km – a vizsgált szakaszok 59 %-án) alulról zárt, azonban a csatornasáncok magasságának különbsége nem túl nagy (az átlagos eltérés kb. 0,1 m), amiből arra következtetek, hogy az aszimmetria nem tudatos tervezési munka eredményeként jött létre, hanem a csatornák kialakítási módja, illetve utólagos antropogén hatások (pl. kotrás, taposás, szántás) alakították ki. Méréseim alapján a lefolyás szempontjából legkedvezőbb, mindkét oldalról nyitott medrű csatornák a vizsgált csatornaszakaszoknak mindössze 14 %-át (5,5 km) adják.

A mintaterületek természetes lefolyási irányainak meghatározása során a DDM-ek tulajdonságaiból eredően csak a nagyobb léptékű természetes formák (pl. egykori medrek, övzátonyok és sarlólaposok) által meghatározott lefolyási irányok voltak meghatározhatók. A természetes formák és az antropogén mikrodomborzati elemek elhelyezkedésének vizsgálata alapján úgy gondolom, hogy a mikroformáknak jelentős lefolyás-módosító szerepe van. A bakhátak a szántásirány és a tábla lejtésének viszonya alapján a tábla részvízgyűjtőit hozhatják szétkapcsolt állapotba, míg a csatornasáncok a táblákat a csatornáktól, illetve a természetes lefolyási útvonalaktól (pl. egykori medrektől) kapcsolják szét. Méréseim szerint a bakhátak hatására 3,4 km²-es (14 %) lefolyástalan terület jön létre, míg a csatornasáncoknak köszönhetően a csatornák 85 %-a mentén (31,9 km), összesen 4,0 km²-es (16 %) területen akadályozzák meg a felszíni vizek lefolyását. Tehát a LIDAR DDM alapján a lefolyástalan területek jelentős része csatornák mentén helyezkedik el, és a csatorna menti elöntések műholdfelvételen is megfigyelhetők, így a csatornák vízvezető szerepe megkérdőjelezhető annak ellenére, hogy eredetileg belvíz-elvezetés céljából alakították ki őket. A terület 8 %-án (1,9 km²) a felszíni lefolyást a bakhátak és a csatornasáncok együttesen akadályozzák, így ezeken a területeken kedvezőtlen hatásuk összeadódhat.

5.3. Szőlőtermesztés hatására átalakuló felszín: a Szekszárdi-dombvidék

A Szekszárdi-dombvidéken folyó szőlőművelés – térben és időben egyaránt – különböző léptékű folyamatok révén módosítja a felszínt, ezért a formák és folyamatok vizsgálata nem minden esetben összevethető eredményeket szolgálhat. Ezen a mintaterületen végzett vizsgálataimnak fő célja az volt, hogy meghatározzam a közel két évezrede folyó szőlőtermesztés által befolyásolt szemianropogén felszínfejlődési folyamatok mértékét, illetve a szőlőművelés hatására kialakult formák morfológiai paramétereit, a dombság északkeleti vízgyűjtőin.

Kutatásom során kitértem a szőlőterületek térbeli és időbeni változásainak vizsgálatára, illetve a völgyek és szőlőteraszok morfológiai vizsgálatára. A formákat morfológiai eredményeim alapján tipizáltam, illetve meghatároztam, hogy a geomorfológiai különbségek milyen változásokat eredményeznek egyes folyamatok (pl. a lefolyás) tekintetében. További célom az volt, hogy meghatározzam egyes antropogén hatásra felgyorsult folyamatok mértékét (pl. villámárvizek levonulása, vízgyűjtő-szintű erózió, vagy löszmélyutak lepusztulása).

5.3.1 A szekszárdi szőlőművelés tér- és időbeli alakulása

A Szekszárdi-dombság szőlőterületeinek változásait térképek alapján csak a 18. század végétől tudtam nyomon követni, mivel az ennél korábbi térképeken nem azonosíthatók egyértelműen a szőlő hasznosítású területek. Mivel a szőlőművelés korábbi időszakából térbeli adattal nem rendelkezek, ekkor csak a szőlőművelés ténye állapítható meg. A szőlőtermesztésre vonatkozó források szerint Szekszárd környékén Probus császár idején (4. sz.) már foglalkoztak szőlőműveléssel az itt állomásozó vagy letelepült római légionáriusok, kelták, szíriai katonák és ókeresztények (Tóttós 1987). Erre utal a római korból fennmaradt kacor⁷, illetve a szőlőfürtöket ábrázoló faragásokkal díszített szarkofág⁸ is. Az ezt követő kora-középkorból a szőlőművelés történetéről nincsenek adatok.

Egy 1267-es adásvételi oklevél tanúsága szerint ismét kiterjedt területeken zajlott szőlőtermesztés a vidéken, hiszen a szekszárdi apátságnak és más szőlőtulajdonosoknak is volt szőlőjük Szekszárd környezetében (Vass 1989). A 12-13. század folyamán vallonok, a törökök elől menekülő szerbek és nyugatról betelepült németek színezték a magyar bortermelés hagyományát. A török háborúk idején a szekszárdi borvidék az ország többi borvidékéhez képest viszonylag jó állapotban fennmaradt, értékes borait még (vallásuk tilalmai ellenére is) maguk a törökök is fogyasztották (Tardy és Dávid 1977).

A 16. század végéről török összeírások alapján (Vass 1989) becsülhető meg Szekszárd, valamint a környékbeli kisebb települések (Bat, Ebes és Csatár) szőlőterületeinek kiterjedése (4. táblázat).

4. táblázat: Szekszárd éves bortermelése és a szőlőterületek kiterjedése az 1580-1591-es időszakban (forrás: Vass 1989)

	Musttized alapján becsült	Kincstári szőlő	Egyéb török szőlők
termelt bor mennyisége (hl)	933*	23	39
becsült szőlőterület (ha)	185,5**	4,6	7,7

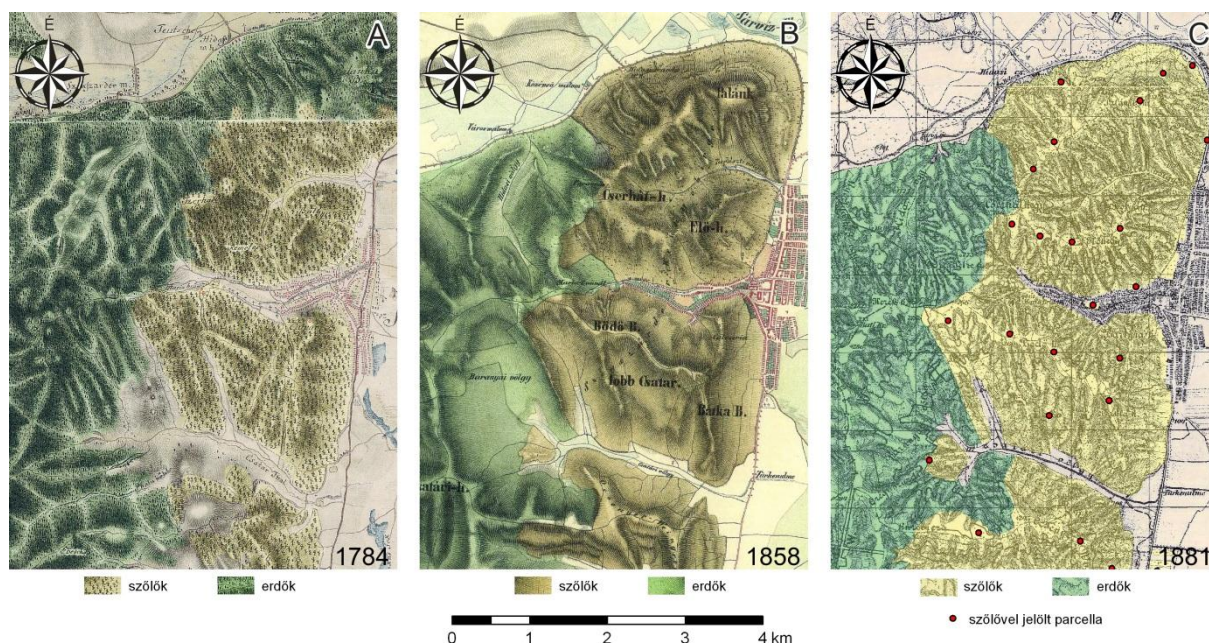
*: az érték a musttized tízszereseként van feltüntetve

**: ráckevei, tolnai, decsi, etei és kalocsai szőlőkkel együtt

⁷ Béri Balogh Ádám Múzeum, Szekszárd

⁸ Magyar Nemzeti Múzeum, Budapest

A bor a török idők után is fontos árucikk maradt és a város fő bevételi forrásává vált. Míg 1728-ban még 78 ha-on folyt a termelés, majd 1769-re kb. 350 ha-ra nőtt az összes szőlőterület nagysága Szekszárdon (Kaczián 2004). A folyószabályozás előtti időszakban (a Duna és a Sárvíz áradásai miatt) a jó minőségű bor termelése (a kenyérgabonára történő csere folytán) létkérdés volt a város számára. Ez feltehetően a szőlők területének nagyarányú növekedését eredményezte, így a 19. század végére a város mellett elhelyezkedő vízgyűjtők területének jelentős részét szőlők borították (34. Ábra).



34. ábra: A szőlőként hasznosított területek elhelyezkedése az I. (A), II. (B) és III. (C) katonai térképeken.

Az 1860-ból származó (1:2880-as méretarányú) kataszteri térképek⁹ alapján a fővölgyek területén a szőlőterületek kiterjedése 10,8 km² (73 %). Ekkor a szőlők egybefüggő területként jelennek meg a dombság keleti szelétől egészen a vízgyűjtők nyugati pereméig. Ezzel szemben más mezőgazdasági hasznosítású területek (pl. szántók) a vízgyűjtők területén egyedül a Csatári-völgy (déli vízgyűjtő) völgytalpa mentén helyezkedtek el, erdőfoltokat pedig csak a Parászta-völgy (északi vízgyűjtő) területén (Palánki-hegy) azonosítottam és itt is csupán elenyésző területen (35. ábra). Mivel a térkép igen részletgazdag volt, ez nem szabhatott gátat valamennyi eredőfolt és egyéb hasznosítású terület ábrázolásának, ezért véleményem szerint ebben az időszakban ténylegesen szinte az egész vizsgálati területet szőlők borították. A térképek tanúsága szerint a 19. század második felében a vizsgált vízgyűjtőket már sűrűn behálózták a dűlőutak, ami löszmélyutak kialakulásához vezetett. Ugyanakkor a térképeken felfedezhetők egyes szurdikok helyei (használaton kívüli területek formájában), vagyis az 19. század második felében már nemcsak a szőlőterületek lepusztulása, hanem a mélyutak túlmélyülése is problémát jelenthetett.

A katonai és kataszteri térképek alapján a 19. század végére a Parászta-völgy teljes területe szőlőművelés alatt állt, erdők (gyertyános-tölgyes, cseres-tölgyes) pedig csak a Bartina- és Csatári völgyek nyugati oldalán fordultak elő.

⁹ Forrás: <http://www.archivportal.arcanum.hu/kataszter/>



35. ábra: A Parászta-völgyet észak felől határoló Palánki-hegy szőlői (rózsaszín) az 1860-as kataszteri térképlapokon. A térképen jelölték az erdőfoltokat (zöld) és a szurdikokat (fehér) is.

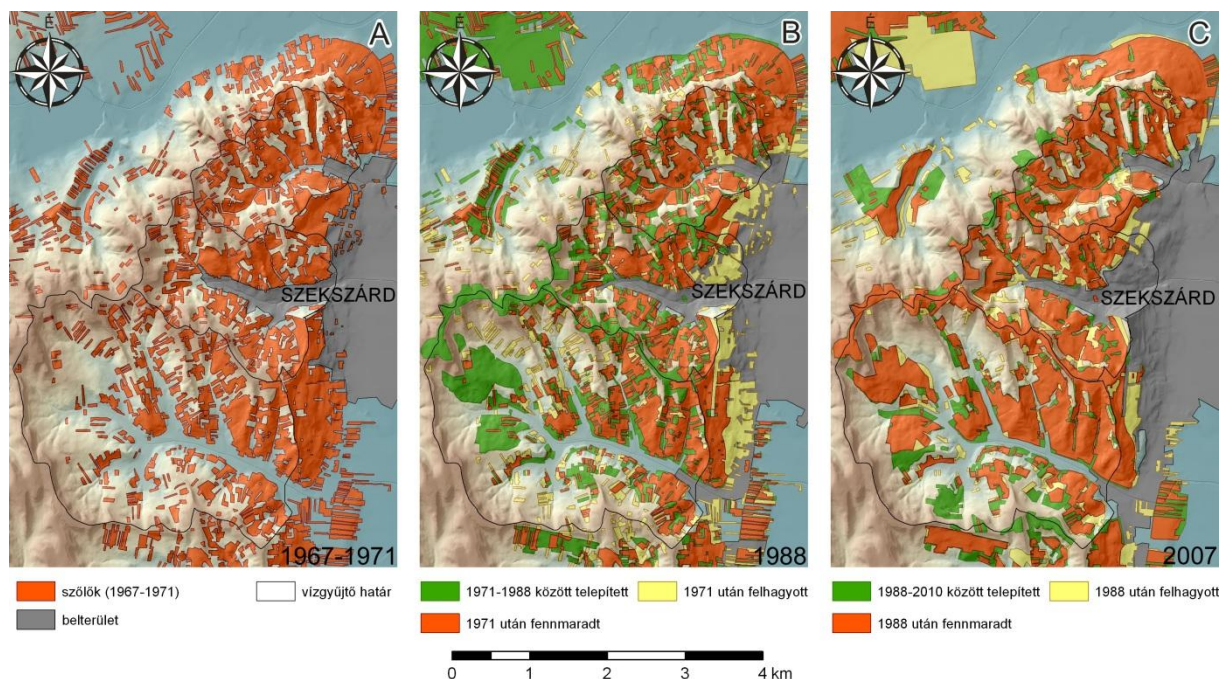
A 19. század végén megjelenő filoxéravész az ország szőlőterületeit jelentős mértékben lecsökkentette, de a szekszárdi borvidéken inkább a minőség, mintsem a mennyiség rovására történt a filoxéra kártétele (Balassa 1982). A szekszárdi szőlők területe a filoxerajárványt követően lényegesen nem csökkent, viszont a szőlők területi elterjedésében jelentősebb változás ment végbe. Az 1910-es években már inkább a lejtők alsó részére telepítették az új szőlőterületeket, így a dombtetőkön lévő felhagyott területeken akácok jelentek meg (Máté 2007). A 20. század elején tehát megkezdődött a fás vegetáció visszatelepítése (illetve visszatelepítése), ami elsősorban a vízválasztókon volt jellemző.

A két világháború nem okozott lényeges visszaesést a szekszárdi szőlő- és bortermelésben, sőt az I. világháború során a háborús konjunktúra csak növelte a gazdák szőlőtelepítési kedvét, ami az 1920-as évek elejére érte el csúcsát. A háborúk közötti időszakban azonban – elsősorban a gyakran jelentkező fagykár, illetve a peronoszpóra megjelenése miatt – a termelés jelentősen visszaesett, melynek következtében az új szőlőtelepítéseket több évre betiltották (Kápolnás 1989).

A gazdasági nehézségek megoldását a szőlőterületek csökkentésében látták, így a 20. század második felére nagymértékben csökkent, illetve feldarabolódott a korábban egységes szőlőterület. Az 1967-1971 között felmért topográfiai térképek szelvényein a szőlőterületek már egymástól elszigetelt parcellák formájában jelennek meg (36/A ábra), melyeknek összterülete a három vízgyűjtőn 5,3 km², vagyis a vizsgált vízgyűjtőkön a szőlők csaknem 73 %-os területaránya kb. fél évszázad alatt 35 %-ra esett vissza. A térképek alapján a szőlőművelés alól kivett területeken erdők (elsősorban akác és csertölgy), illetve gyeses területek és szántók jelentek meg.

Az 1988-as topográfiai térképen a szőlőterületek kiterjedése a vízgyűjtők területének 49 %-a (7,2 km²), melynek kb. fele (3,2 km²) új telepítésű (36/B ábra). Ugyanakkor az 1971 után felhagyott szőlőterületek kiterjedése is nőtt (1,3 km²), vagyis sok új területet vontak szőlőművelés alá, miközben más parcellákon felhagytak a műveléssel. A legnagyobb mértékű változás a déli vízgyűjtő (Csatári-völgy) nyugati oldalán elhelyezkedő mellékvölgyben (Baranya-völgy) történt, ahol megjelentek a nagyüzemi termelés feltételeit megteremtő, nagyméretű szőlőteraszok. A 20. század második felét tehát az jellemezte, hogy a feldarabolódott szőlőterületeket újabb telepítésekkel ismét egységes parcellacsoportokká vonták össze, ugyanakkor egyes területeken felhagytak a műveléssel.

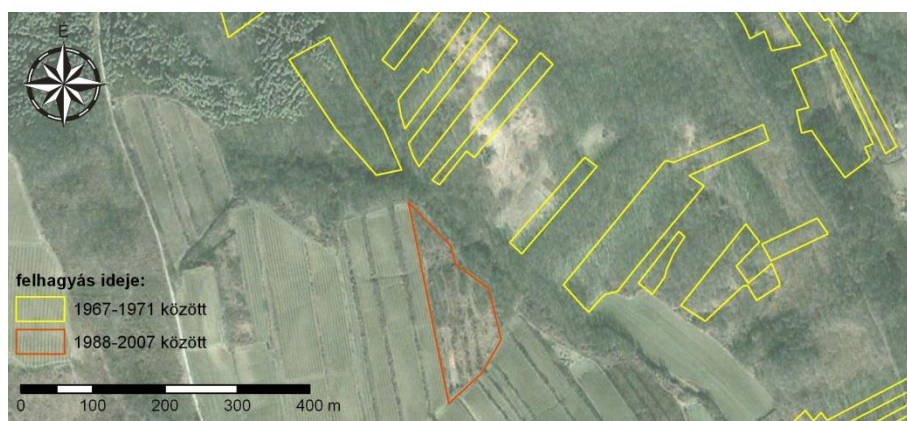
A vízgyűjtőkön elhelyezkedő szőlők területe 2007-ben 7,47 km² volt, ami a vízgyűjtők területének 51 %-a. Az 1971-1988-as időszak trendjei tovább folytatódtak, hiszen 2007-re a déli vízgyűjtő területén további szőlők létesültek, ugyanakkor Szekszárd terjeszkedése miatt a vízgyűjtők keleti részén nagyobb területeket vettek ki a művelés alól és építettek be (36/C ábra). Az új telepítések 1,4 km²-rel növelték meg a szőlők területét, ami a korábbi állapothoz képest 19 %-os növekedést jelentene, azonban a 2007-re felhagyott parcellák területe méréseim szerint 1,2 km² (17 %-os csökkenés), vagyis napjainkra a szőlőterületek kiterjedése az 1988-as állapotokhoz képest csak kis mértékben (kb. 2 %-kal) növekedett.



36. ábra: A szőlőterületek változásai 1967-2007 között, topográfiai térképek (A, B), illetve műholdfelvétel (C) alapján

Összefoglalva a katonai és kataszteri térképeken megjelenő változásokat az mondható el, hogy a 19. században a dombság északkeleti részének csaknem egésze szőlőművelés alatt állt, és a szőlőparcellák egybefüggő területet alkottak. A térképeken a szőlőparcellák között megjelenő, keskeny, használaton kívüli területek elhelyezkedéséből arra következtettem, hogy a mélyutak egy részének túlmélyülése már a 19. század második felére megtörtént, vagyis a közlekedésből eredő felszínpusztulás már ebben az időszakban is nehezítette a dombságon folyó szőlőművelést. A szőlőterületek összterülete a 20. század elejéig növekedett, és az 1910-es évekre érte el maximumát (Kápolnás 1989). Azonban erről az időszakról térképi adat nem áll rendelkezésemre, így a szőlők területi megoszlása a vizsgált vízgyűjtőkön belül nem volt meghatározható. A 20. század második felére jelentősen visszahúzódnak a szőlő hasznosítású területek, és az 1970-es évekre a vízgyűjtőkön korábban 60 %-os területarányt képviselő szőlőterületek 35 %-ra csökkentek. Az 1971-1988-as időszakban a szőlők területaránya némileg nőtt, azonban jelentős szőlőterületeket (kb. 20 %) vontak ki a művelés alól, elsősorban a település mellett elhelyezkedő mellékvölgyek területén, illetve a dombság keleti pereme mentén. A szőlők területaránya 1988-tól napjainkig jelentős mértékben már nem változott, azonban a szőlőparcellák elhelyezkedéséből azt a következtetést vontam le, hogy a hasznosított területek viszonylag rövid idő alatt áthelyeződnek, mivel mindössze szűk két évtized leforgása alatt csaknem 1,4 km² területen (19 %) telepítettek új szőlőket, ugyanakkor 1,2 km²-en (17 %) felhagytak a szőlőműveléssel.

Mivel az új szőlők telepítése rendszerint kisebb-nagyobb mértékű felszín átalakítással jár, a területhasználatban bekövetkező gyors változások véleményem szerint nagyon kedvezőtlenek. Sok esetben ugyanis a szőlőtelepítés céljából olyan területeken alakítják át (újra) a felszínt melyen korábban már felhagytak a műveléssel – feltehetően a felgyorsult talajerózió kedvezőtlen hatása miatt. Terepi méréseim során több felhagyott szőlőteraszt és lejtéssel párhuzamos egykori parcella helyét azonosítottam a Baranya-völgy területén, melyek néhány évtizeddel korábban még használatban voltak, jelenleg pedig özőn fajok (pl. akác, amerikai kőris, osterfa) borítják felszínüket (37. ábra). Ez alapján a művelés alatt álló és használaton kívüli területek alakulása – a megszokottól eltérően – fordított folyamat, hiszen a fás vegetáció a vizsgálati terület nagy részén nem a „művelés alá még nem vont” területeket jelenti, hanem a legtöbb esetben éppen ellenkezőleg, a „művelés alól már kivett” területeket. Tehát véleményem szerint a szőlőparcellák felhagyása nemcsak arra utal, hogy a nagymértékű erózió ellehetetleníti a szőlőművelést, hanem arra is, hogy a lejtők ismétlődő használatba vétele az újabb és újabb földmunkák és exkaváció szükségessége miatt jelentős többleteróziót okozhat a területen. Ez pedig feltehetően nemcsak a 19-20. század sajátossága, hanem a szekszárdi szőlőtermesztés évezredes múltja során is jellemző lehetett, de ez pontos leírások hiányában csak feltételezhető.



37. ábra: Felhagyott szőlőkre települő fás vegetáció a Baranya-völgy területén (2007-es műholdfelvétel alapján). A körbehatárolt területek az 1967-1971-es és 1988-as topográfiai térképeken szőlőnek jelölt parcellákat mutatják.

5.3.2 Morfometriai eredmények

Az újra és újra művelés alá vont területeken tehát a direkt és a szemiantropogén eredetű folyamatok feltételezhetően gyorsabb ütemben zajlottak és zajlanak napjainkban is, ami jelentős méretű és számú forma kialakulását eredményezi.

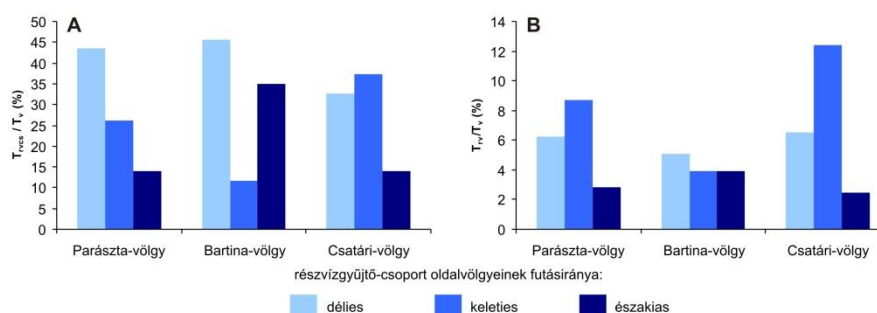
A formák morfometriai vizsgálatával a célom a talajerózió, illetve az exkaváció hatására lepusztuló anyag mennyiségének meghatározása, valamint az így átalakult felszín geomorfológiai sajátosságainak és (módosult) folyamatainak feltárása volt. Tehát valamennyi mérés az agrogén felszínformálás kimutatását és a (módosított) szemiantropogén folyamatok mértékének számszerűsítését tette lehetővé. A morfometriai méréseket a különböző felszínformák (pl. völgyek, löszmélyutak, teraszfelszínek) méretéhez igazodva eltérő léptékekben készítettem, ezért a mérések egymással nem (vagy csak részben) összevethető eredményeket szolgáltatottak.

5.3.2.1 A völgyek morfometriai paraméterei

A Szekszárdi-dombság észak-keleti vízgyűjtőinek (Parásztá-, Bartina- és Csátári-völgy) részvízgyűjtői – hasonló genetikájuk ellenére – a vizsgált morfometriai paraméterek alapján jelentősen eltérnek.

A részvízgyűjtőket völgyeik futása alapján három (déli-, keleti-, illetve északi) csoportba, soroltam, ahol az égtáj a részvízgyűjtő völgyének futásirányát mutatja. A vízgyűjtők hasonló szerkezete ellenére az (azonos futásirányú mellékvölgyeket tartalmazó) részvízgyűjtő-csoportok terület-arány indexe (azaz a részvízgyűjtő-csoport és a vízgyűjtő területének aránya) eltérő (38/A ábra). A Parásztá-völgy (északi vízgyűjtő) területének 44 %-át (1,1 km²) délies futású völgyek, 14 %-át (0,35 km²) északi futásúak, míg 24 %-át (0,65 km²) a völgyfőben elhelyezkedő keleti futású völgyek adják. A Bartina-völgy délies futású völgyei (arányuk 46 %, területük 1,5 km²) hasonló arányt képviselnek, mint az északi vízgyűjtőben, azonban a középső vízgyűjtőn lényegesen nagyobb az északi futású mellékvölgyek kiterjedése (35 %, 1,1 km²). Az északi futású völgyek magasabb aránya azzal magyarázható, hogy a fővölgy északi kitérűsége oldalának Szekszárdhoz közelebbi részén aránylag nagy kiterjedésű völgyek helyezkednek el, míg a Parásztá- és Csátári-völgyek északi kitérűségű oldalán kisebb számú és területű részvízgyűjtők helyezkednek el. A Bartina-völgy völgyfőjénél elhelyezkedő keleti futású részvízgyűjtők a vízgyűjtő teljes területének mindössze 12 %-át (0,38 km²) adják. A Csátári-völgy vízgyűjtőterületének kitérűségi viszonyai a Parásztá-patak vízgyűjtőjéhez hasonlatosak. A vízgyűjtőn a délies futású oldalvölgyek területaránya 33 % (2,8 km²), míg az északi futású völgyek területaránya mindössze 14 % (1,2 km²). A vízgyűjtő völgyfőjénél elhelyezkedő, keleti futású mellékvölgyek jelentősen túlfeláldoztak, így a vízgyűjtő területének 37 %-át (3,2 km²) adják. A részvízgyűjtők valamint a fővölgyek völgytalpának területe a három vízgyűjtőn eltér, és míg az északi vízgyűjtőn a völgytalp a teljes vízgyűjtőterület 16 %-át adja, a középső- és déli vízgyűjtőn ez az arány csak 8 % illetve 10 %.

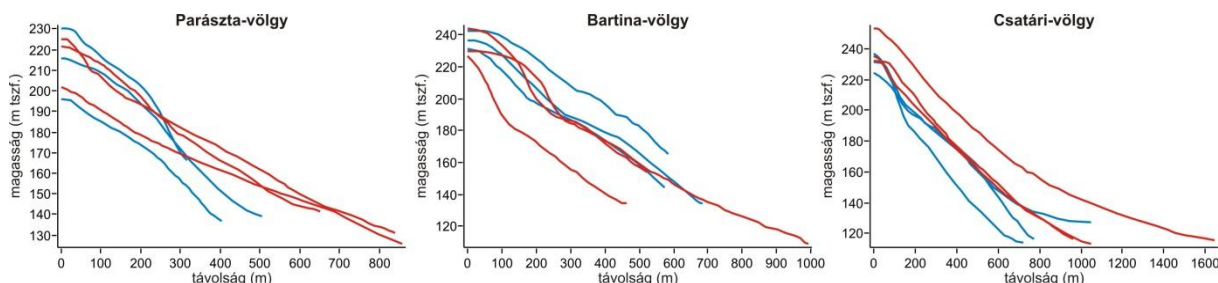
A három fővölgy vízgyűjtőjének részvízgyűjtőkre történő feldarabolódása sem egyenletes, mivel az azonos futásiránnyal rendelkező völgyeket tartalmazó részvízgyűjtő-csoportokon belül eltérő számú és területű részvízgyűjtők találhatók. A részvízgyűjtőkre vonatkoztatott terület-arány index (azaz az oldalvölgy és a vízgyűjtő területének aránya) az északi vízgyűjtő esetében 2,8-8,7 %, a déli vízgyűjtő esetében pedig 2,5-12,4 % között változik, míg a középső vízgyűjtőn 3,9-5,1 %, vagyis a Bartina-völgy területe valamivel jobban fel van szabdalva kisebb részvízgyűjtőkre, mint a másik két fővölgy oldalvölgyei (38/B ábra).



38. ábra: Terület-arány index alakulása a fővölgyekben a völgyek iránya alapján meghatározott részvízgyűjtő-csoportokra (A) és az egyes mellékvölgyek részvízgyűjtőire (B) kiszámítva. T_{rvcs} – részvízgyűjtő-csoport területe, T_{rv} – részvízgyűjtők átlagos területe, T_v – a vízgyűjtő összterülete.

A három vízgyűjtőn a részvízgyűjtők **völgyeinek és vízmosásainak esésviszonyai** hasonlóak (39. ábra és 40/A ábra). A legnagyobb esésű völgyek (átlag: 177 m/km) a Bartina-völgy vízgyűjtőjének keleti futású részvízgyűjtőin találhatók. Némileg kisebb esésűek (122-163 m/km) a Palánki- és Csátári-völgy északi és délies futású részvízgyűjtői, míg a legkisebb esése (88-114 m/km) a Csátári-völgy délies és keleti futású oldalvölgyeinek van. A Bartina-völgyben a keleti futású részvízgyűjtők nagyobb esése azzal magyarázható, hogy

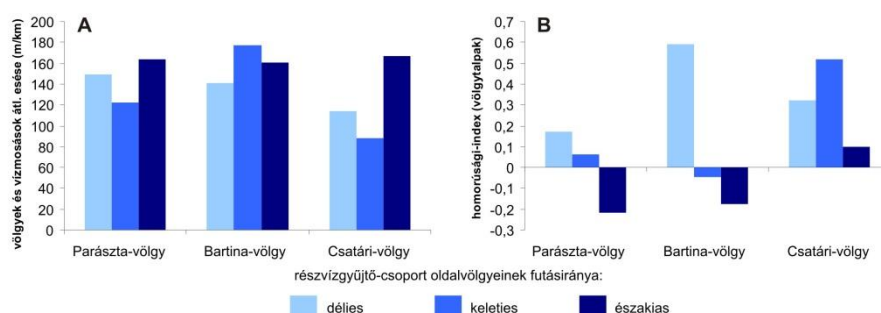
a viszonylag rövid (460-580 m) völgyek a dombság meredek oldalú központi vonulatába vágódtak bele. A Csatári-völgy vízgyűjtőjében a keleties és délies futású részvízgyűjtők völgyei részben a központi gerincbe, részben pedig az abból kiágazó – szintén meredek lejtőjű – oldalgerincbe vágódtak be, azonban ezeknek a völgyeknek a kisebb esésű völgytalpi szakasza jóval hosszabb (660-1090 m), ami az átlagos esésértékekben is tükröződik.



39. ábra: Jellegzetes esésű részvízgyűjtők völgyeinek esésgörbéi délies (piros) és északias (kék) futású oldalvölgyek alapján

A részvízgyűjtők völgyeinek és vízmosásainak esésgörbéit jellemző **homorúsági index** (*concavity* – Knighton 1998), azaz a völgytalp hátravágódásának mértéke, nagyobb mértékű eltéréseket mutat az egyes részvízgyűjtő-csoportok területén (40/B ábra). A legmagasabb homorúsági indexszel (0,59) rendelkező, azaz legjobban hátravágódott völgyek és vízmosások a Bartina vízgyűjtőjének délies futású részvízgyűjtőin találhatóak. Ugyancsak magas homorúsági indexszel rendelkeznek a Csatári-völgy vízgyűjtőjének keleties és délies futású mellékvölgyei is (0,51 illetve 0,32), melyek esetében a magas homorúsági index azzal magyarázható, hogy a meredek esésű, rövid völgyfői szakaszhoz kisebb esésű, de hosszú völgytalpi szakasz párosul. Érdekes, hogy a dombságot felépítő lösz nagymértékű erodálhatósága ellenére a meredekebb, északias futású oldalvölgyek nem, vagy alig vágódtak hátra. Az északias részvízgyűjtő-csoportok homorúsági indexe -0,21 és 0,1 között változik, vagyis ezeken a vízgyűjtőkön inkább a domború völgytalpak és vízmosások jellemzőek.

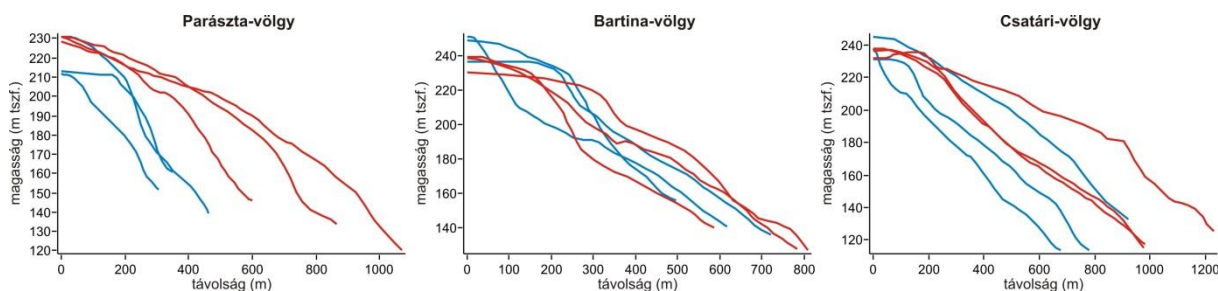
Mindezekből arra következtetnek, hogy a völgyek és vízmosások esése, illetve homorúsági indexe a vízgyűjtők tektonikus mozgások hatására kialakult, észak-dél irányú aszimmetriáját tükrözi. Azonban a Bartina vízgyűjtőjének délies futású részvízgyűjtőiben a viszonylag magas homorúsági indexek azt mutatja, hogy a Szekszárdhoz legközelebb elhelyezkedő, délies futású oldalvölgyek intenzívebben vágódtak hátra, ami véleményem szerint az intenzív mezőgazdasági használat miatti erózió lokális felgyorsulását jelzi.



40. ábra: A részvízgyűjtő-csoportok völgyeinek és vízmosásainak átlagos esése (A), illetve az oldalvölgyek és vízmosások homorúsági indexe (B)

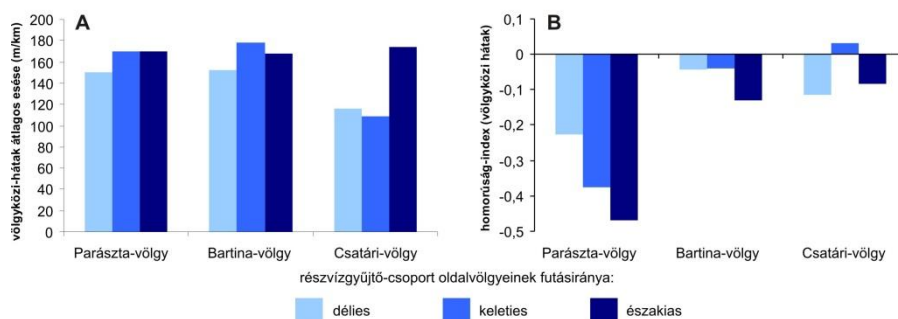
A részvízgyűjtőket határoló **völgyközi háta** esése a völgytalpak és vízmosások esésétől kis mértékben (± 12 m/km-rel) eltért, mivel a völgyközi háta gerincvonalának legmagasabb pontja rendszerint magasabban helyezkedett el, mint a részvízgyűjtő völgyfője

(41. ábra és 42/A ábra). Nagyobb eltérés a Parászta-völgy keleties részvízgyűjtő-csoportján fordul elő, ahol a völgyközi háta csúcsa a völgyfőnél 20-40 m-rel magasabban helyezkedett el, ráadásul a gerincek kb. 50 m-rel (12 %-kal) rövidebbek a völgyeknél, így lejtésük kb. 50 m/km-rel (3°-kal) haladja meg a völgytalpi esés értékét.



41. ábra: Jellegzetes esésű részvízgyűjtők völgyközi hátainak esésgörbéi délies (piros) és északias (kék) futású oldalvölgyek alapján

A völgyközi háta **homorúsági indexe** nagymértékben különbözik a három vízgyűjtő területén, és a különböző futásirányú oldalvölgyek részvízgyűjtő-csoportjai között is jelentős különbségek mutatkoznak (42/B ábra). A Parászta-völgy vízgyűjtőjében valamennyi részvízgyűjtő-csoport elsősorban domború völgyközi hátakkal jellemezhető. A homorúsági indexek itt voltak a legalacsonyabbak (-0,2 és -0,4 közötti), és mindössze egyetlen völgyközi hát esetében azonosítottam homorú futású (0,11) gerincet. A leghomorúbb völgyközi háta (0,03) a Csatári-völgy vízgyűjtőjének keleties futású oldalvölgyein, illetve a Bartina-völgy délies és keleties futású oldalvölgyeiben (átlag: -0,03) találhatóak. Tehát a völgyközi háta gerincvonalának homorúsági-indexe északról dél felé nő. A Bartina-völgyhöz kapcsolódó délies futású mellékvölgyek gerinceinek homorúsági-indexe azonban nem illeszkedik bele ebbe a trendbe (42/B ábra). Ezen völgyközi háta gerincvonalának futása hasonlít a köztük húzódó völgytalpak és vízmosások esésgörbéjéhez, azt sugallva, hogy a délies futású gerincek a lejtőderéki szakaszon nagyobb mértékben erodálódtak le, mint a másik két vízgyűjtő esetében. A nagyobb mértékű erózió oka feltehetően a szőlőművelés amit közvetetten az erodált gerincek elhelyezkedésével tudtam alátámasztani, hiszen a leginkább lepusztult völgyközi háta (1) a városhoz a legközelebb eső oldalvölgyekhez tartoznak, (2) elsősorban a délies futású oldalvölgyek mentén találhatóak, és (3) a legjobban hátravágódott szakaszuk a lejtő középső részén található, mely a legoptimálisabb termőhelyi adottságot nyújtja a szőlőtermesztés számára.

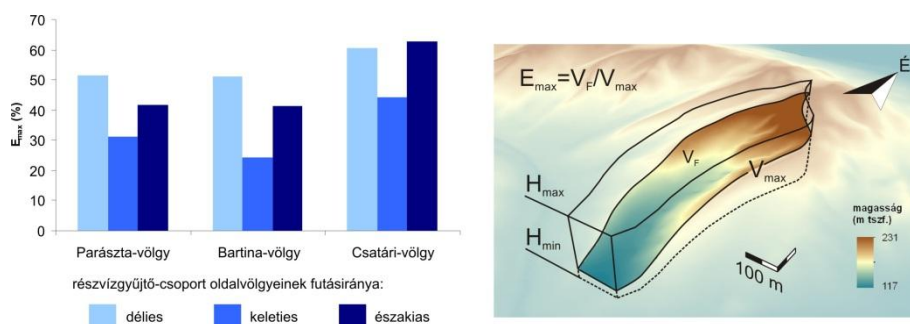


42. ábra: A részvízgyűjtő-csoportok völgyközi hátainak átlagos esése (A) és homorúsági indexe (B)

Ahhoz, hogy bizonyítsam, hogy a völgyek és gerincek esésgörbéje (különösen a Bartina-völgy területén) utalhat az erózió mértékére, különböző módszerekkel kiszámoltam a három nagy vízgyűjtő területén a **részvízgyűjtők eróziójának mértékét**. Bár a vízgyűjtők a

pleisztocén-holocén során jelentősen erodálódtak, a részvízgyűjtők eróziójának mértékét csak a jelenlegi domborzat alapján tudtam a DDM segítségével számszerűsíteni. A maximális eróziót a fővölgyek legalacsonyabb és legmagasabb pontjai alapján határoztam meg, a közepes eróziót az oldalvölgyek magasságviszonyai, míg a minimális eróziót az oldalvölgyeket tagoló völgyközi háta alapján.

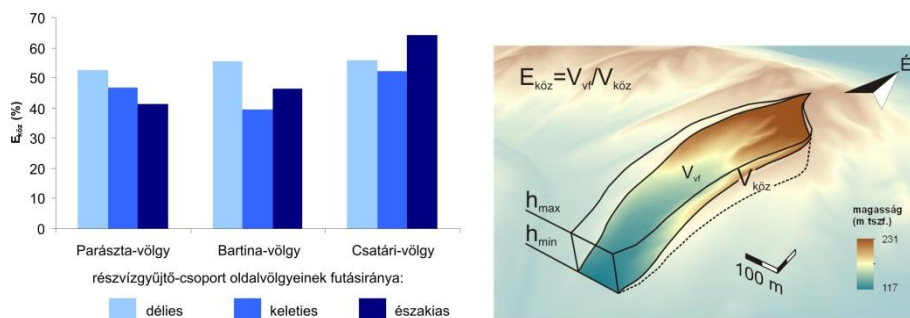
A **maximális eróziót** (E_{\max}) minden egyes részvízgyűjtő jelenlegi felszínéhez képest kiszámoltam a fővízgyűjtők jelenlegi völgyfőjének (H_{\max}) és völgyszájának (H_{\min}) tengerszint feletti magassága alapján meghatározott térfogathoz (V_{\max}) viszonyítva. Az E_{\max} a három fővízgyűjtőn csupán kismértékben tér el (43. ábra), a legnagyobb anyaghiányt a Csatári-völgy északias futású völgyein tapasztaltam (62,8 %), míg a legkisebb mértékű lepusztulást a Bartina-völgy keleties részvízgyűjtő-csoportjában (24,2 %) mértem. A maximális erózió értékei alapján a délies részvízgyűjtő-csoportok mindhárom nagy vízgyűjtőben közel azonos mértékben pusztultak le (51,1-60,6 %), míg a keleties és északias futású részvízgyűjtőkön nagyobb eltérések mutatkoznak. A keleties részvízgyűjtő-csoportok esetében a maximális erózió értéke 24,2-44,1 %, míg az északias futásúak esetében a lepusztult anyag aránya 41,5-62,8 %.



43. ábra: A részvízgyűjtő-csoportok maximális eróziójának (E_{\max}) átlagos értékei, illetve a paraméter megadásának módja: H_{\max} – a fővölgy völgyfőjének tszf-i magassága, H_{\min} – a fővölgy völgyszájának tszf-i magassága, V_{\max} – a részvízgyűjtő területére vonatkoztatott teljes térfogat, V_F – a hiányzó anyag térfogata a fővölgy paramétereinek alapján

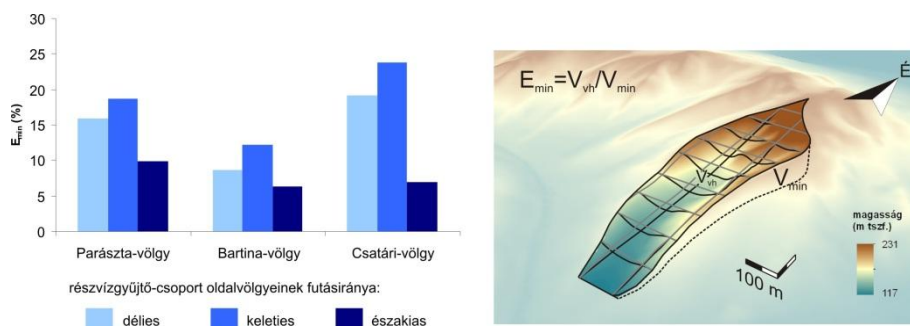
A részvízgyűjtőkre kiszámolt maximális erózió alapján elmondható, hogy a a dombság szélén elhelyezkedő részvízgyűjtőkről lényegesen több anyag „hiányzik” mint a dombság belsejében. A vízgyűjtők belsejében a maximális erózió értéke átlagosan 34 %, míg a dombság keleti szélén található völgyek esetében ez az érték a délies kitettséű oldalon átlagosan 62 %, az északias kitettséű oldalon pedig átlagosan 52 %. Ez arra utalhat, hogy a maximális erózió értékei a részvízgyűjtők lepusztultságának különböző állapotát tükrözik. Ez egybecseng a klasszikus felszínfejlődési elméletekkel, melyek szerint egy kiemelt térszín szélein a felszín hamarabb pusztul le, mint a terület belsejében, vagyis a dombság szélén elhelyezkedő oldalvölgyek felszíne nagyobb mértékben pusztult le, mint a vízgyűjtők belső területén elhelyezkedők (Davis 1899, Penck 1924, Büdel 1948).

A részvízgyűjtők völgyfőjének (h_{\max}), illetve völgyszájának (h_{\min}) magassága által meghatározott térfogathoz (V_{rv}) viszonyított **közepes erózió** (E_{rv}) értékei a maximális erózióhoz mind értékükben, mind térbeliségükben hasonlítanak (44. ábra). A közepes erózió értéke a Csatári-völgyhöz kapcsolódó északias kitettséű részvízgyűjtőkben a legnagyobb (64,3 %), míg a Bartina-völgy keleties kitettséű részvízgyűjtőiben a legkisebb (39,6 %). A részvízgyűjtő-csoportok lepusztulásának mértéke a délies futású oldalvölgyeknél 52,4-55,9 %, a keleties mellékvölgyeknél 39,6-52,3 %, míg északias oldalvölgyeknél 41,4-64,3 %, tehát az eróziós értékek szórása valamivel alacsonyabb, mint a maximális erózió esetében, ugyanakkor az oldalvölgyek és vízmosások eltérő magasságviszonyai ellenére a részvízgyűjtőkön közel hasonló mértékű lepusztulás mutatható ki.



44. ábra: A részvízgyűjtő-csoportok közepes eróziójának ($E_{köz}$) átlagos értékei, illetve a paraméter kiszámításának módja: h_{max} – a részvízgyűjtő völgyfőjének tszf-i magassága, h_{min} – a részvízgyűjtő völgyszájának tszf-i magassága, $V_{köz}$ – a részvízgyűjtő területére vonatkoztatott teljes térfogat, V_{vf} – a hiányzó anyag térfogata az oldalvölgy paramétereinek alapján

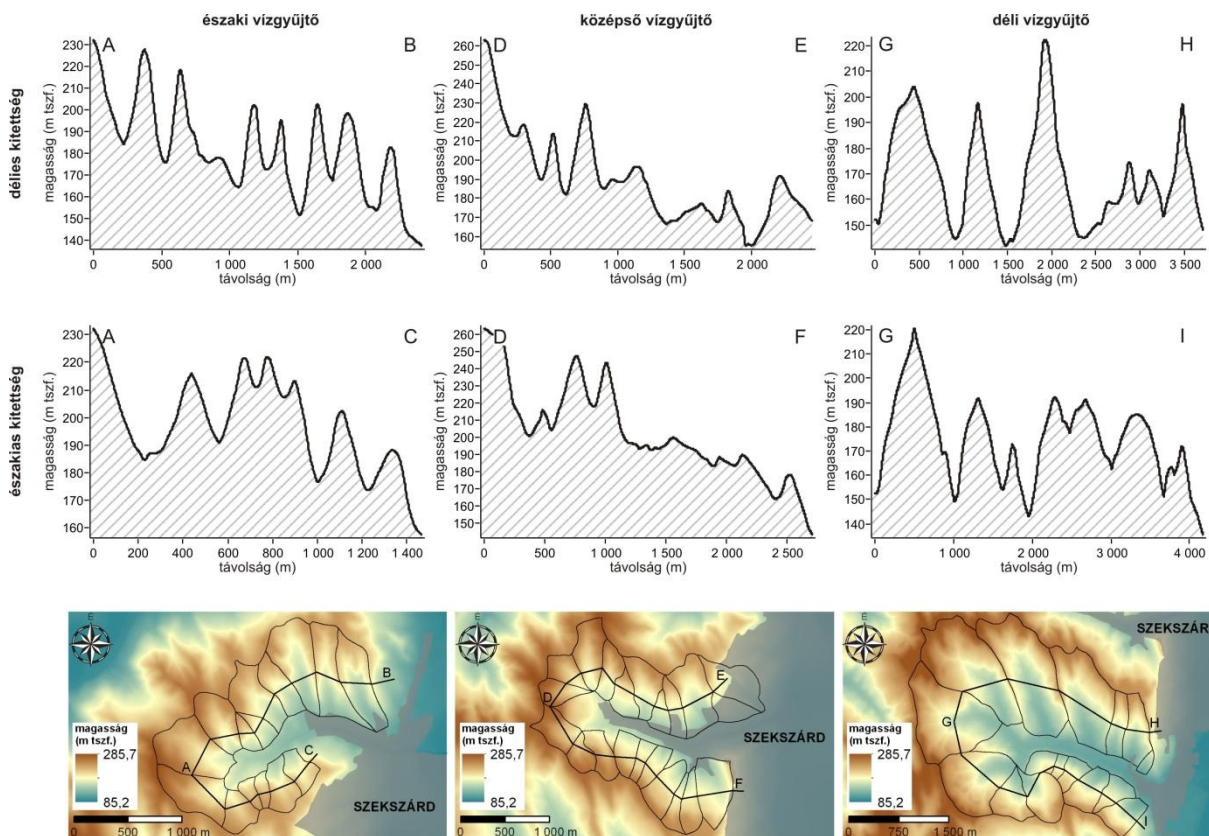
A völgyközi háta gerincvonalának, illetve a völgyek és vízmosások völgyszájának tengerszintfeletti magassága alapján meghatározott térfogathoz (V_{min}) viszonyított **minimális erózió** értékei nagy eltéréseket mutattak, mind a három nagy vízgyűjtő, mind pedig részvízgyűjtő-csoportok között (45. ábra). A minimális erózió értéke a Csatári-völgy keleties és délies kitétségű részvízgyűjtőin volt a legmagasabb (23,9 % illetve 19,1 %). A legalacsonyabb értékeket a Bartina vízgyűjtőjének északias kitétségű részvízgyűjtőin mértem (6,3 %). Az északias részvízgyűjtő-csoportok minimális eróziója viszonylag kis mértékben (kb. 3,7 %-al) tér el a három nagy vízgyűjtőn, azonban a délies és a keleties részvízgyűjtő-csoportok esetében a Bartina-völgy részvízgyűjtőin lényegesen alacsonyabb értékeket tapasztaltam (8,7-12,2 %), mint a Parásztavölgy és Csatárvölgy esetében (16-23,9 %).



45. ábra: A különböző kitétségű részvízgyűjtő-csoportok minimális eróziójának (E_{min}) átlagos értékei, illetve a paraméter megadásának módja: V_{min} – a részvízgyűjtő területére vonatkoztatott teljes térfogat, V_{vh} – a hiányzó anyag térfogata

A minimális erózió a völgyközi háta magasságához viszonyítva adja meg a részvízgyűjtőkön a lepusztult anyag mennyiségét. Bartina-völgy vízgyűjtőjének részvízgyűjtőin a minimális erózió alacsony értékei alapján úgy tűnhet, hogy az oldalvölgyekben viszonylag kis mértékű lepusztulás történt. Azonban az itt található völgyközi háta homorúsági indexei azt mutatják, hogy ezen völgyközi háta gerincének középső szakasza nagyobb mértékben erodálódott le, mint a másik két vízgyűjtő esetében. Ezáltal a minimális erózió alacsony értékei nem kisebb mértékű erózióra utalnak, hanem éppen azt mutatják, hogy a Bartina vízgyűjtő esetében (különösen a Szekszárdhoz közelebb fekvő területeken) már a völgyközi háta is lepusztultak. A völgyközi háta gerincének felezőpontjai mentén megszerkesztett keresztmetszeti képeken jól kirajzolódik, hogy míg az a Szekszárdtól távolabb lévő Parásztavölgy és Csatárvölgy vízgyűjtőin viszonylag ép völgyközi

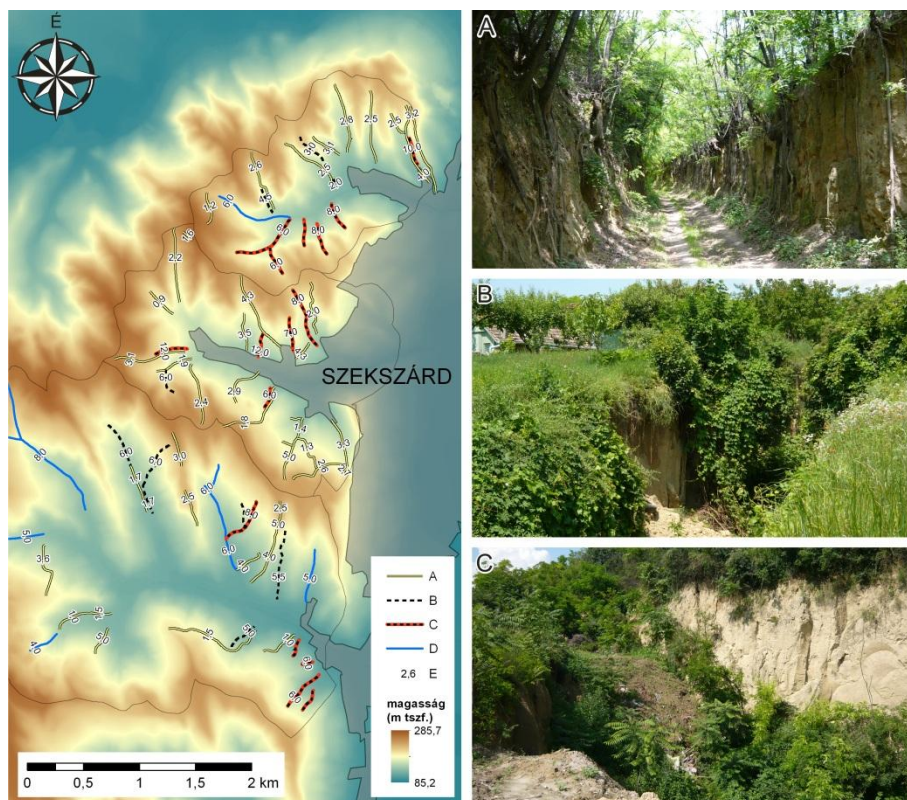
hátak maradtak fenn, addig a Szekszárd melletti középső vízgyűjtőn, különösen a település melletti oldalvölgyek völgyközi hátai teljesen lecsonkolódtak (46. ábra). Ez véleményem szerint a történelmi időkbe visszanyúló, intenzív területhasználattal és felszínformálással járó szőlőművelés következménye lehet, ami tehát a Szekszárd közvetlen közelében lévő Bartina-völgyet érintette leginkább.



46. ábra: A három nagy vízgyűjtő délies és északias kitettséű oldalainak keresztmetszeti képei. A középső vízgyűjtő esetében Szekszárd közelsége miatt erőteljesebben lepusztult völgyközi hátak rajzolódnak ki. A keresztmetszvények a részvízgyűjtők vízválasztóinak felezőpontjai (a legjobban leerdált lejtőrészletek) mentén húzódnak

5.3.2.2 A löszmélyutak elterjedése és morfológiai paraméterei

Terepi méréseim során a három vizsgált vízgyűjtő területén eltérő méretű és fejlettségi állapotú löszmélyutakat térképeztem fel, amelyek összhossza 25,5 km (47. ábra). Ma már a használatban lévő mélyutak talpa szinte kivétel nélkül lebetonozott, tehát további mélyülésük megállt. A mélyutak mélysége méréseim alapján 1-8 m, azonban a túlmélyülés miatt felhagyott löszmélyutakból kialakult löszszakadékok (szurdikok) falának magassága 8-12 m is lehet. A még ma is használt mélyutak szélessége kb. 5-7 m, hosszuk pedig átlagosan 400 m, de a leghosszabbak akár 600-900 m-esek is lehetnek. A mélyutak hosszirányban legtöbbször folytonosak, azonban mélységük akár 2-6 méterrel is eltérhet a mélyút különböző szakaszain. Érdekes jelenség, hogy a mélyutak egyes szakaszai akár ki is emelkedhetnek környezetükből, ami a löszmélyutak falát felemészítő – a teraszok kialakításával járó – exkaváció következménye. A morfológiai paraméterek alapján a mélyutak kialakulása során lepusztult anyag mennyisége a használatban lévő mélyutak esetében átlagosan $2,6 \text{ m}^3/\text{m}^2$, míg a felhagyott és szurdikká továbbfejlődött mélyutak esetében kb. $6 \text{ m}^3/\text{m}^2$. Számításaim szerint a három vízgyűjtő területéről ($14,8 \text{ km}^2$) a használatban lévő mélyutak mentén összesen 240-360 ezer m^3 anyag erodálódott le, míg a felhagyott és felnyílt mélyutak területén további 550-600 ezer m^3 az anyagvesztés mértéke.



47. ábra: A mélyutak és löszszakadékok elhelyezkedése és típusai.

Mélyutak típusai (a fotókon azonos jelöléssel): A – használatban lévő mélyút, B – felhagyott mélyút, C – túlmélyült mélyút (löszszakadék), D – völgytalp menti vízmosás, E – a forma átlagos mélysége

Terepi méréseim azt mutatják, hogy lejtőkkel párhuzamos, illetve rájuk merőleges löszmélyutak egyaránt előfordulnak, sőt gerinceken futó mélyutakat is találtam a területen. A mélyutak változatos lejtésű ($1,7-10,9^\circ$ -os) lejtőkön alakultak ki, és vizsgálataim szerint a természetes lejtés és a mélyutak paraméterei között nincs kimutatható kapcsolat. A mélyutakhoz tartozó vízgyűjtők területe is jelentős eltérést mutat ($0,001-0,7 \text{ km}^2$), és a mélyutak paramétereivel nem mutat korrelációt. Ez véleményem szerint arra utal, hogy a mélyutak fejlődése nagyobb mértékben függött az emberi hatástól, mint a természetes folyamatoktól. Ezt bizonyítják a gerinceken futó mélyutak is, melyekhez minimális területű vízgyűjtők tartoznak, mégis nagymértékben vágódtak be a völgyközi hátaik gerincébe.

A túlmélyült és löszszakadékká vált mélyutak és a völgytalpi helyzetű vízmosások morфомetriai paraméterei hasonlóak. Völgytalpi vízmosásból csupán 6 db-ot találtam, elsősorban a Csatári-völgy területén. Ezek átlagosan 6 m mélyek, szélességük pedig 18-20 m. A túlmélyült és löszszakadékká vált mélyutak ezzel szemben átlagosan 7,6 m mélyek és kb. 20-25 m szélesek. Ez feltehetően a szőlőművelés során a felszínborítás megváltoztatásával, illetve a közlekedés okozta felgyorsult vonalas erózióval magyarázható.

A felhagyott, illetve a szurdikká vált mélyutak mellett több helyen új utakat alakítottak ki, amelyek legtöbbször közvetlenül a felhagyott mélyút mellett húzódnak (általában a kialakult szurdik peremén), ritkábban pedig 50-100 m-es távolságban, új nyomvonal mentén, mely a művelhető területek rováására került kialakításra.

A mélyutak elhelyezkedésére az jellemző, hogy a felhagyott és löszszakadékká vált mélyutak szinte kivétel nélkül a településhez közelebb eső részvízgyűjtőkön fordulnak elő, elsősorban a Bartina- és Csatári-völgyek keleti felében, valamint a Parászta-völgy északias kitértségű részvízgyűjtőin. Véleményem szerint (a völgyek morфомetriai paraméterei mellett)

ez is azt bizonyítja, hogy a településhez közelebb eső részvízgyűjtőkön hosszabb ideje tartó és intenzívebb szőlőművelés zajlik, mely nagyobb mértékű felszínpusztulást eredményezett, mint a településtől távolabb elhelyezkedő területeken.

Terepbejárásom során egy olyan mélyutat is feltérképeztem, amely egy kb. 100 m hosszú szakaszon kiemelkedésként fut a domboldal gerince mentén, két oldalán pedig 1,5-2 méteres függőleges teraszfalak ereszkednek le az alattuk található teraszfelszínre. Véleményem szerint ez arra utal, hogy a korábban folytonos mélyút oldalait lassan „elbányászták”, miközben újabb és újabb teraszokat alakítottak ki, ami következtében a lejtők intenzíven alacsonyodtak. Így a mélyút talpa mára pozitív formaként emelkedik ki a szomszédos teraszok síkjából. A löszmélyút felsőbb szakaszán azonban még mindig megőrizte löszmélyút jellegét, igaz alig 0,5-2 m széles löszfal határolja, amely mögött a közel függőleges teraszfal helyezkedik el.

Összességében tehát a mélyutak jelentős sűrűségben ($1,72 \text{ km/km}^2$) hálózák be valamennyi vízgyűjtő területét. Mélyutak nemcsak a potenciálisan erózióveszélyes mellékvölgyek alján mélyültek ki, hanem domboldalakra merőleges irányban, illetve egyes esetekben völgyközi hátaik gerince mentén is. A felhagyott mélyutak elhelyezkedéséből arra következtetek, hogy Szekszárd közvetlen közelében hosszabb ideje tartó és intenzívebb szőlőművelés folyik, amely nagyobb méretű mélyutakat (vagyis nagyobb mértékű felszínpusztulást) eredményezett. A völgyközi háton futó mélyút, gerincből kiemelkedő szakasza pedig azt bizonyítja, hogy a szőlőművelés feltételeinek megteremtéséhez alkalmazott teraszok kialakítása nagymértékű direkt felszínpusztulással jár.

5.3.2.3 A szőlőteraszok geomorfológiai tulajdonságai

A Csatári-völgy völgyfőjén, illetve a tőle északkeletre elhelyezkedő oldalvölgy (Baranya-völgy) területén lehatárolt, 35 ha-os teszt területen 49 db szőlőterazon vizsgáltam a teraszok morfometriai paramétereit. A vizsgálatokkal a célom az volt, hogy meghatározzam a teraszfelszínek lejtésviszonyait, illetve, hogy milyen eltérések adódnak az egyes teraszok között, melyek különböző geomorfológiai hatásokat eredményezhetnek (pl. a felszíni lefolyás tekintetében). Mivel a teraszok kialakítása során nem gondoskodtak a teraszfelszín és a teraszfal védelméről (pl. vízelvezető árkok, peremek és támfalak létesítésével), a teraszok ki vannak téve az erózió veszélyének, így véleményem szerint a módosuló lefolyásviszonyok komoly hatással lehetnek a felszín gyors pusztulására. A teraszok morfometriai tulajdonságai mellett meghatároztam, hogy a teraszok kialakításakor mekkora mennyiségű anyagot mozgattak meg, mivel megítélésem szerint az exkaváció egyes lejtőrészleteken – a gyorsult felszíni erózió mellett – direkt többleteróziót jelenthet.

A teraszok morfometriai paramétereit

Habár a teszt területen elhelyezkedő lejtőrészletek lejtésviszonyai ($8-10^\circ$) csak kis mértékben különböznek a teraszok méretei és lejtésviszonyai jelentős különbségeket mutatnak (5. táblázat). A teraszok területe átlagosan 6100 m^2 , átlagos hosszuk (a szintvonalakkal párhuzamosan) 179 m, átlagos szélességük pedig 36 m (a szintvonalakra merőleges irányban). A teraszokat 2,6-9,6 m magas teraszfalak választják el, melyek hajlásszöge kb. $26-41^\circ$. A teraszok átlagos keresztirányú lejtése $4,8^\circ$ (az eredeti lejtés irányában), ami véleményem szerint viszonylag magas érték, ha figyelembe vesszük, hogy a területen a természetes felszín lejtése átlagosan $8,3^\circ$. Ellenesésű terasz nem fordult elő a teszt területen.

5. táblázat: A részletesen feltérképezett teraszok morfológiai paraméterei

lejtő- részlet	természetes felszín lejtése (°)	terasz területe (m ²)	teraszfal magassága (m)	terasz hossza (m)	terasz szélessége (m)	terasz átlagos keresztirányú lejtése (°)	terasz átlagos hosszirányú lejtése (°)	lejtés- csökkenés* (°)	terasz hosszirányú görbültsége**
1	9,4	6021	6,2	188,2	31,8	7,0	1,9	2,4	e
	10,0	5549	6,7	184,0	30,8	7,4	2,9	2,6	e
	10,0	5156	5,1	183,5	28,0	8,3	2,9	1,7	e
	8,4	3645	7,5	175,4	20,4	3,7	2,1	4,7	e
	6,5	12335	n.a.	119,7	103,6	3,8	4,1	2,7	e
2	7,0	7004	8,6	99,4	79,4	5,7	5,2	1,3	e
	6,8	9892	6,7	199,9	51,1	6,3	3,8	0,5	e
	7,2	8099	4,4	216,9	36,6	4,9	2,5	2,3	e
	7,7	6265	3,9	188,5	32,3	5,3	1,7	2,4	e
	9,8	2217	2,6	186,2	12,0	4,1	0,9	5,7	h
	9,6	2247	4,4	191,2	12,1	3,8	0,7	5,7	h
	7,9	7789	5,0	204,8	37,9	5,1	0,6	2,7	h
	8,5	5087	5,3	215,5	23,7	5,1	1,5	3,3	e
3	8,5	5640	n.a.	151,6	40,1	4,4	0,4	4,1	d
	7,2	2457	5,0	91,2	28,5	6,0	2,2	1,2	e
	7,2	6350	6,1	140,4	45,1	6,2	0,6	1,0	e
	8,9	6132	5,5	183,7	33,2	8,3	0,7	0,6	h
	8,9	7148	5,3	216,6	32,8	8,2	1,5	0,7	h
4	8,1	7199	n.a.	234,7	29,3	6,2	2,0	1,9	h
	5,1	6056	4,8	117,0	51,7	3,9	2,3	1,2	e
	8,7	3336	5,5	129,9	28,5	7,4	1,3	1,3	e
	8,9	3075	6,0	113,9	25,0	5,5	0,3	3,4	e
	9,7	3691	6,0	113,3	32,3	7,9	1,1	1,8	e
	9,4	4217	4,9	132,2	31,6	6,1	1,1	3,3	e
	8,9	4777	4,6	160,8	30,3	6,1	0,9	2,8	d
	8,7	4126	4,6	191,2	22,0	5,3	1,1	3,4	d
5	8,5	5985	5,0	177,5	33,3	7,0	1,2	1,6	d
	7,2	6577	n.a.	156,0	43,2	4,5	1,0	2,7	e
	12,1	4016	4,14	104,6	21,7	2,1	1,3	10,0	d
	3,0	5831	16,4	181,9	62,3	1,6	0,8	1,4	d
	6,4	9875	6,4	191,3	55,1	5,5	2,8	0,9	e
	6,5	10319	7,4	193,7	53,8	5,5	1,1	1,0	e
	7,1	21765	5,9	412,0	53,4	6,1	0,7	1,0	e
	7,3	14767	3,5	393,6	38,0	4,1	0,6	3,3	d
6	8,4	3551	5,6	299,9	11,6	2,8	1,1	5,6	e
	9,9	7306	5,9	327,5	23,2	3,2	1,3	6,7	e
	8,6	10499	5,8	310,0	34,6	5,0	1,4	3,6	e
	9,1	5911	n.a.	279,1	21,9	2,6	1,4	6,5	e
	5,7	16056	9,6	138,6	117,3	4,8	0,9	0,9	d
	8,4	9602	5,7	215,9	43,0	5,5	1,3	2,8	d
	12,5	2319	3,1	192,0	12,1	6,0	0,8	6,5	e
	10,7	1996	3,4	171,1	11,9	4,6	0,4	6,1	e
7	8,2	3373	n.a.	143,1	23,3	4,5	0,4	3,8	d
	4,5	3570	8,0	94,0	39,7	3,3	0,6	1,2	d
	10,0	2667	5,7	77,7	33,6	3,7	1,8	6,3	e
	9,9	1844	6,4	97,7	20,3	4,1	2,9	5,8	e
	9,3	3023	5,8	97,4	32,2	4,3	1,9	5,1	e
	9,7	2032	4,9	89,0	22,8	1,8	2,0	7,9	h
ÁTLAG:	8,3	6125	5,8	178,6	35,9	5,0	1,5	3,3	

*: a természetes felszín lejtésének és a teraszfelszín keresztirányú lejtésének különbsége

** : e - egyenes felszín, d - domború felszín, h - homorú felszín

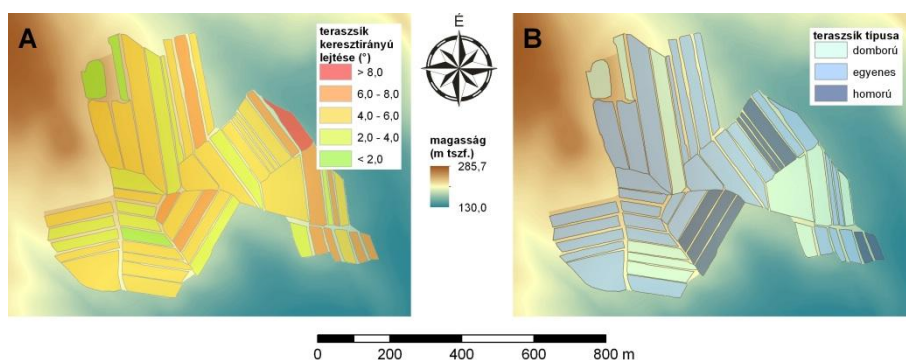
A legnagyobb kiterjedésű teraszok a teszt terület legmagasabb részén (210-230 m tszf.) találhatóak, ahol a teraszok kiterjedése 10-21 ezer m². Ezeknek a teraszoknak a hossza 200-400 m, szélességük pedig 35-54 m. A legkisebb területű teraszok a Baranya-völgy völgytalpához közel (175-140 m tszf.) helyezkednek el, melyek területe 1,2-3,5 ezer m², hosszuk mindössze 76-97 m, szélességük pedig 23-40 m. Madarassy (1992) szerint a kisebb szélességű teraszok állékonyabbak és a létrehozásukhoz szükséges földmunka is kevesebb,

ezért szőlőterületeken célszerű a teraszok felszínét (10° -nál alacsonyabb lejtés esetén) 4-8 szőlősor létrehozásához méretezni, ami kb. 20-32 m-es szélességnek felel meg. Azonban méréseim azt mutatják, hogy a teraszok közel fele túlméretezett, azaz a szőlősorok száma átlagosan 9, és nemritkán meghaladja a 12-t, ami átlagosan 50 m-es szélességet jelent, s ezek a nagyobb méretek intenzívebb talajeróziót eredményezhetnek.

A teraszok felszínének keresztirányú lejtése átlagosan 5° , azonban a meredekebb felszínű teraszok esetében a teraszfelszín lejtése akár $6-8^\circ$ is lehet (48/A ábra). A felszín $6-8^\circ$ -os lejtését Thyll (1992) közepes lejtőkategóriába sorolja, tehát rajtuk réteges- és barázdás erózió egyaránt létrejöhet. Méréseim alapján a teraszok kialakításával a természetes lejtést átlagosan $3,2^\circ$ -kal (37 %) csökkentették, azonban 14 db terasz esetében (38 %) az eltérés kisebb mint $1,5^\circ$, ami a lejtőszög alig 10-20 %-os csökkenését jelenti. Tehát a természetes felszín lejtése és a teraszfelszín lejtése között rendszerint kis különbség van, ami véleményem szerint azért érdekes, mert a teraszok elsősorban eséscsökkentő rendeltetésűek. Mivel a teraszfelszínek között árkok és peremek nem akadályozzák a víz lefolyását, a teraszok felszínébe eróziós barázdák és árkok vágódhatnak, és így a terasz eróziócsökkentő szerepe megszűnik.

A teraszfelszínek hosszirányú (eredeti lejtésre merőleges) lejtése méréseim szerint $0,3-5,2^\circ$. Vagyis annak ellenére, hogy a teraszok eredetileg eséscsökkentő rendeltetésűek voltak, hosszirányú lejtésük minden esetben 0° -nál nagyobb, ráadásul egyes teraszfelszínek részletein előfordul $4-7^\circ$ -os hosszirányú lejtés is. A hosszirányú lejtés átlagos értéke 15 db terasz esetében (31 %) haladja meg a $2,8^\circ$ -ot, vagyis ezek a területek az enyhe lejtésű kategóriába tartoznak, amin már gyakran jelenhet meg rétegerózió (Thyll 1992). Tehát a teraszok hosszirányú lejtése is fontos paraméter a víz összegyülekezése szempontjából, mivel ezáltal a teraszok peremein koncentrálódhat a csapadékvíz, ami a peremekbe majd a teraszfelszínekbe vágódó eróziós barázdák kialakulásához vezethet.

Méréseim alapján a teszt területen egyaránt előfordulnak hosszirányban **egyenes**, **domború**, illetve **homorú** felszínű teraszok (48/B ábra), vagyis a teraszíkok felszínviszonyainak egészen eltérő hatása lehet a felszíni lefolyásra. Az egyenes- és domború felszínű teraszok esetében az összegyülekező víz a teraszok között húzódó dűlőutak mentén koncentrálódik, ahol az utak betonborítása miatt ma már nincs erózióveszély. Ezzel szemben a homorú teraszfelszíneknek nagyon kedvezőtlen hatása van, mivel ezeken a teraszokon a lefolyás a terasz középső részére koncentrálódik, így a terasz középső részén az erózió mértéke is jelentősen megnő. Homorú teraszok méréseim alapján egyaránt előfordulnak a völgytalpához közelebbi terasz-szintekben (140-150 m tszf.) és a magasabb lejtőszakaszokon is (180-200 m tszf.), azonban minden homorú terasz fölött további teraszok (4-6 db) helyezkednek el, vagyis az összegyülekező víz mennyiségét, illetve az erózió intenzitását nagymértékben befolyásolhatja a magasabban elhelyezkedő teraszok alakja és kiterjedése is.



48. ábra: A teraszfelszínek lejtése (A) és a teraszíkok görbültség szerinti típusai (B) a Csátári-völgy szőlőteraszai alapján

A teraszok morfológiai paraméterek vizsgálata során azt a következtetést vontam le, hogy a teraszok nagy részét túl szélesre tervezték, ami csökkenti stabilitásukat. Emellett noha a teraszok eséscsökkentő rendeltetésűek, a lejtésvizonyok sok teraszfelszínen alig térnek el az eredeti állapotoktól, ezáltal a potenciális erózió mértékét lényegesen nem csökkentik, legfeljebb a lejtőhossz rövidülése (kb. 30-40 %) révén (Wischmeier és Smith 1978). Mivel a teraszfalak eróziójának megfékezésére nem létesítettek védműveket (pl. vízelvezető árok, támfal), állapotuk viszonylag hamar leromolhat. Ugyancsak problémát jelent, hogy a teraszok létrehozása során a teraszfelszínnek hosszirányú lejtését nem szüntették meg, ezáltal a felszínükről lefolyó víz a teraszfelszín alacsonyabb részén összegyűlve növeli az erózió mértékét. Mindemellett ha figyelembe vesszük, hogy a teraszok kialakítása során jelentős anyagot termeltek le a domboldalokról, kérdésessé válik, hogy a teraszok exkavációja nem okoz-e többéltéróziót a dombság területén, hiszen terepi megfigyeléseim szerint a csapadék okozta erózió változatlanul tovább pusztítja a felszínt.

A teraszok kialakítása során exkavált anyag mennyisége

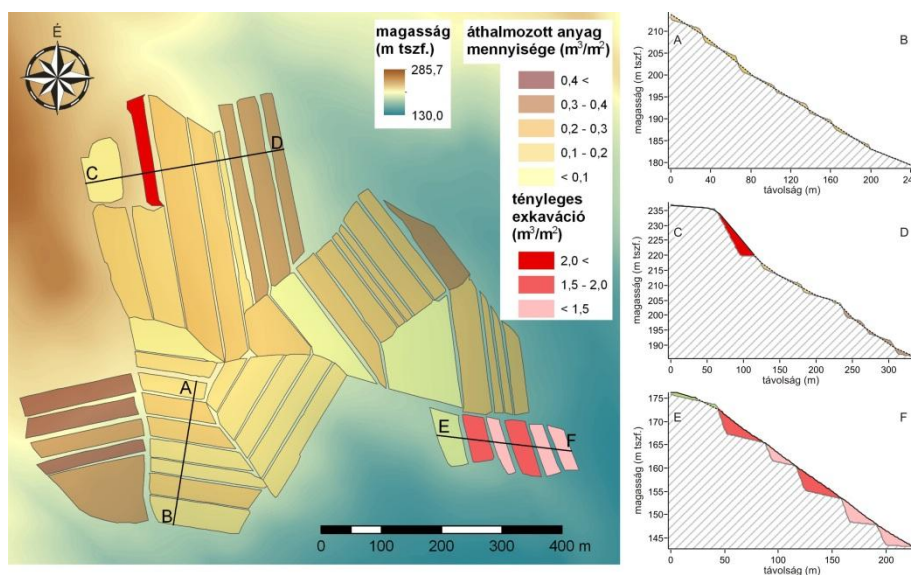
A teraszok létrehozásakor számításaim szerint átlagosan $0,21 \text{ m}^3/\text{m}^2$ anyagot mozgattak meg. A teraszok méretétől függően a kiásott anyag mennyisége nem volt egyenletes, sőt terepi vizsgálataim azt mutatják, hogy egyes teraszok kialakításakor a kitermelt anyagot nem használták fel a teraszok szélesítésére. A teraszok kialakítása során az exkavált anyag mennyiségének pontos meghatározására csak néhány esetben volt lehetőségem, mivel a földmunkák során olyan mértékben átalakították a felszínt, hogy a terepen mért magasság-adatokból csak 5 db terasz területén lehetett rekonstruálni a kialakításuk előtti (eredeti?) felszín magasságát.

A teszt terület déli részén (49. ábra AB szelvény) közepes szélességű (22-51 m) és viszonylag kis területű teraszokat alakítottak ki, melyeken a természetes lejtést (kb. $5,1-9,7^\circ$) viszonylag kis mértékben ($1,1-3,4^\circ$ -kal) csökkentették, ami számításaim szerint csupán kb. $0,2-0,3 \text{ m}^3/\text{m}^2$ anyagmozgatást jelentett. Azonban véleményem szerint a teraszok keresztirányú lejtését sem csökkentették olyan mértékben, hogy jelentős eróziócsökkentő hatásuk legyen.

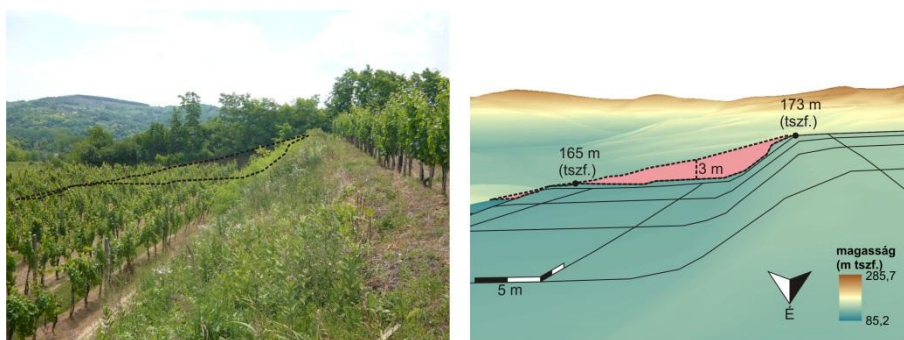
Ezzel szemben a teszt terület északi részén, kb. 220 m tszf-i magasságban elhelyezkedő terasz területén nagymértékben bontották meg az eredeti felszínt. Itt 22 m széles sávban a viszonylag meredek ($15,5^\circ$ -os) eredeti lejtőderékon csaknem vízszintes (1° -os) teraszt vájtak a felszínbe (49. ábra CD szelvény). A terepi mérések azt mutatják, hogy a terasz felszíne egy magasságban van a hosszirányban szomszédos, tőle délre lévő terasszal, melyet jóval kisebb mértékű exkavációval alakítottak ki, ugyanakkor peremük egyvonalban helyezkedik el. Ebből arra következtettem, hogy ezen terasz kialakításakor a meredek lejtőről letermelt anyagot elszállították a területről (vagy az alsóbb teraszok javítására használták fel), vagyis itt tényleges exkavációról beszélhetünk. A mindössze 4000 m^2 -es területen a terasz kialakításával átlagosan 2,5 m-es vastagságban alacsonyították le a felszínt, ami 10 ezer m^3 (35 ezer t/ha) anyagnak felel meg, vagyis noha az erózió veszélyét a teraszfelszín kis esésével megszüntették, az exkaváció során letermelt anyag mennyisége a természetes erózió mértékénél nagyságrendekkel nagyobb.

Hasonlóan nagy mennyiségű anyagot exkaváltak a teszt terület délkeleti sarkában, 145-175 m tszf-i magasságban lévő teraszok esetében (49. ábra EF szelvény). Mivel a teraszokat a természetes lejtőderékon hozták létre a felszín lejtése az átlagosnál magasabb ($9,1-10^\circ$), és a teraszfelszínnek kialakításakor a természetes lejtést nagyobb mértékben csökkentették (kb. $5-7^\circ$ -kal), amihez szükségszerűen nagyobb mértékben exkaválták a felszínt. Ezen a területen felmértem a teraszok végénél húzódó völgyközi hát gerincének magasságviszonyait, ami jó alapul szolgált az eredeti felszín rekonstruálásához (50. ábra). A fényképen és a teraszfelszín DDM-jén is jól látható, hogy a völgyközi hát maradványa

egészen a terasz széléig nyúlik ki, ami arra utal, hogy a teraszokat nem szélesítették a kitermelt anyag felhasználásával. Méréseim alapján ezeknek a teraszoknak a kialakítása során teraszonként 1,8-4,7 ezer m^3 anyagot termeltek ki ($1\text{-}1,5 \text{ m}^3/\text{m}^2$), melynek jelentős része hiányzik a területről. Az antropogén eredetű felszínalacsonyodás mértéke tehát kb. 1-1,5 m, amely 14-21 ezer t/ha eróziónak felel meg. Ekkora mértékű felszínalacsonyítás esetében kérdésessé válik a teraszok ilyen módon történő kialakításának szükségessége, hiszen ha figyelembe vesszük, hogy a szőlőterületen a felszín alacsonyodásának átlagos ütemét Ádám (1964) 1,25-2 cm/év-re becsülte, akkor kiszámítható, hogy a terasz létrehozásával 75-80 évnyi eróziót „előlegeztek meg”.



49. ábra: A teraszok területén megmozgatott és exkavált anyag mennyiségének térbeli megoszlása. A keresztmetszeti képeken a folytonos fekete vonal terepi mérések alapján rekonstruált eredeti felszínt, a szaggatott vonal pedig az eredeti felszínnek a teraszfalak és teraszfelszínek elhelyezkedése alapján feltételezett futását jelöli



50. ábra: Teraszfelszín mellett húzódó gerincmaradvány (szaggatott vonal). A terasz kialakításakor a teraszt teljes mértékben a természetes felszínbe vájták, a kitermelt anyagot pedig nem hasznosították a teraszsík szélesítésére.

Vizsgálataim alapján tehát a Csatári-völgy völgyfőjének délies- és a Baranya-völgy keleties kitettséű oldalán elhelyezkedő teraszok kialakításával a területen átlagosan $0,2 \text{ m}^3/\text{m}^2$ anyagot mozgattak meg, ami összességében 60 ezer m^3 -nek felel meg. Terepi tapasztalataim szerint a teraszok területén az exkavált anyagot nem feltétlen a teraszsíkok szélesítésére használták fel, hanem elhordták vagy elszállítódott a területről, vagyis egyes esetekben az exkaváció mértéke antropogén eredetű lepusztulásnak tekinthető. A teszt területen a teraszok kialakításakor exkavált és a területről elszállít(ód)ott anyag mennyisége

számításaim szerint 22 ezer m³, amely talajeroszió tekintetében évszázados léptékben mérhető mennyiség. Mindezek mellett megítélésem szerint a teraszfelszínek keresztirányú lejtését nem csökkentették olyan mértékben ami, az adott lejtés mellett indokolt lett volna. Emellett a teraszfelszínek mikrodomborzati sajátosságai arra utalnak, hogy a teraszsíkokon jelenleg is nagymértékű erózió zajlik mind kereszt-, mind pedig hosszirányban. Ezek alapján megkérdőjelezhetővé válik, hogy a Csatári- és Baranya-völgy teraszai eleget tesznek-e rendeltetésüknek, illetve, hogy gazdasági-, környezetvédelmi illetve tájesztétikai szempontból kialakításuk megfelelő, illetve eredményes volt-e.

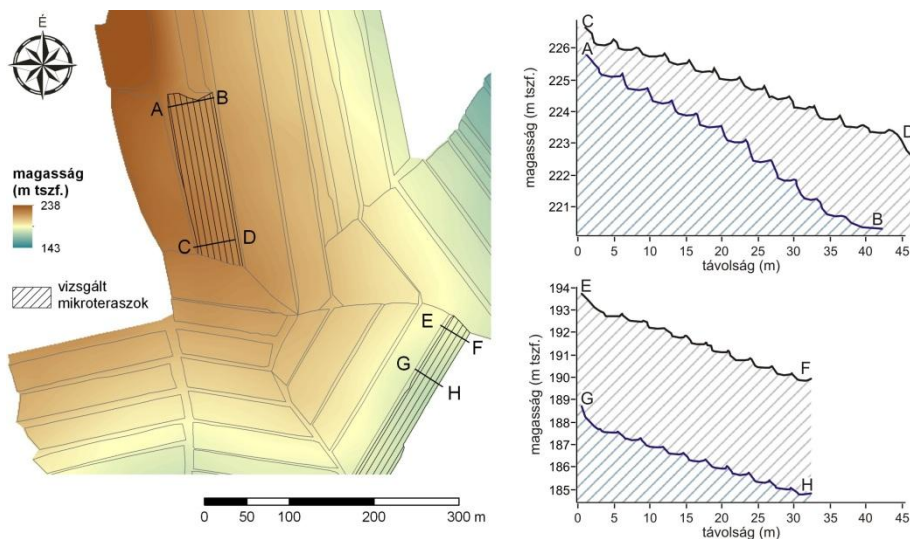
A teraszfelszín mikrodomborzati sajátosságai

Terepi felméréseim során több terasz esetében azonosítottam a teraszok felszínén pozitív mikroformákat, melyek minden esetben a szőlősorok alatt, azzal párhuzamosan helyezkednek el, és a szőlősorok kapálása során jönnek létre. Ezek lehetnek apró, mikroterasz jellegű formák, s mivel a szőlősorok a lépcsők peremén találhatók, alattuk a felszín némileg magasabb, így ezek a formák tekinthetők felperdült lejtőperemnek is. A mikroformák másik típusa a trapéz-keresztmetszetű bakhát, amely esetén a szőlősorok alatt elhelyezkedő kiemelkedést nem kíséri lépcsőszerű forma. Rendszerint minél régebben történt a szőlőtelepítés, annál markánsabban rajzolódnak ki a formák, hiszen annál többször történt meg a szőlőtőkék ki- és betakarása (51. ábra).



51. ábra: Friss oltású szőlőtőkék alatt nincs észrevehető mikroforma (A), míg az idősebb tőkék mentén rendszerint markánsan kirajzolódnak (B) például a fényképen látható mikroteraszok.

A mikroteraszok magassága méréseim szerint 0,3-0,6 m, míg szélességük 3-4 m. A mikroteraszok felperdült lejtőperemei 7-16 cm magasak, szélességük pedig 18-41 cm, vagyis feltehetően a víz visszatartásában és hosszirányú elvezetésében fontos szerepet játszanak (52. ábra), Erre utalnak a mikroformák mentén futó 1-2 cm mély eróziós barázdák is, a teraszfelszínen hosszirányban történő eróziót jelezve. A bakhátak magassága 10-20 cm, szélességük pedig átlagosan 30 cm, és rendszerint a szélesebb bakhátak egyben lapultabbak is, míg a keskenyebb bakhátak oldala közel függőleges.



52. ábra: A nagy teraszfelszíneken mikroteraszok találhatóak, amelyek felpördült peremmel rendelkeznek. A nagyobb méretű mikroteraszok (A-D szelvények) az idősebb, 1980-ban telepített szőlő alatt jöttek létre, míg az 1996-os telepítések alatt kevésbé markáns formák találhatóak (E-H szelvények)

A fenti mikroformák alakjának és méretének különbségei megítélésem szerint azt sugallják, hogy a kiemelkedéseket sok esetben nem tudatosan hozták létre, hiszen akkor valamennyi szőlősor mentén közel azonos méretű formákat találnánk. Ehelyett azonban a teszt területen mikroforma-mentes és mikroformákkal tagolt teraszfelszínek egyaránt előfordulnak. Terepi vizsgálataim során a gazdától a szőlők korára vonatkozóan kapott adatok alapján azt a következtetést vontam le, hogy a friss oltású tőkék, illetve a fiatalabb (8-10 éves) szőlősorok alatt rendszerint még nem alakultak ki a mikroformák, míg az öregebb (kb. 30 éves) szőlőtő sorokat gyakran 15-20 cm-es formák kísérik, hiszen itt már a talajerózió is kifejezettebbé teheti őket.

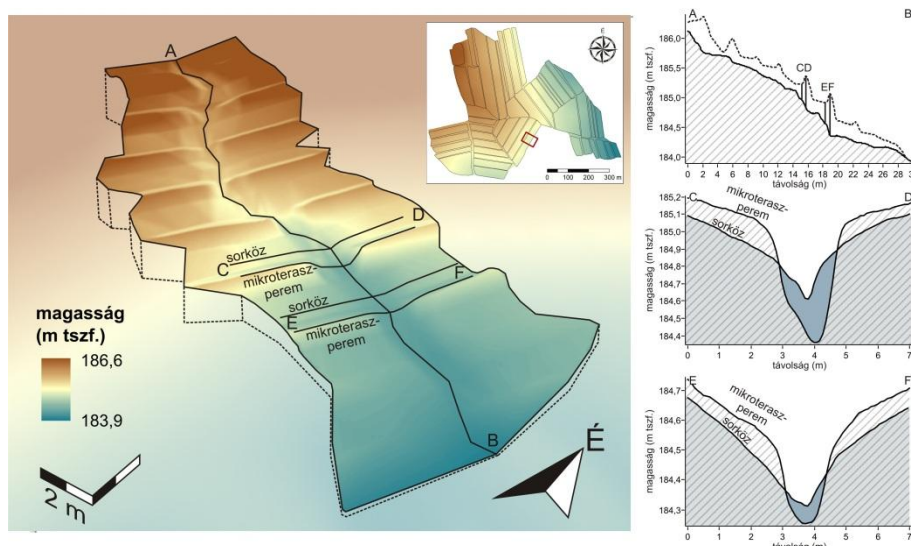
A felpördült lejtőperemek és bakhátak a lejtésre merőlegesen futnak – tehát a keresztirányú lefolyást megakadályozzák –, ezért jó védelmet nyújtanak a teraszfelszín eróziója ellen. Ez azonban csak olyan teraszok esetében igaz, ahol a hosszirányban összegyűlő víz elvezetését árkok (vagy a Csátári-völgy esetében a lebetonozott dűlőutak) biztosítják. Mivel a teraszfelszínek hosszirányban is lejtnek a mikroformák lefolyásmódosító hatása miatt a teraszok alacsonyabb részein többletvíz gyűlik össze, mely megkezdheti a bakhátak, majd a teraszfal lepusztítását. Éppen ezért lényeges, hogy milyen lejtésviszonyok mellett vannak jelen a mikroformák, hiszen pl. homorú teraszok esetében – ahol a lefolyási viszonyok eredetileg sem kedvezőek – nem célszerű a hosszirányú lefolyás elősegítése, mivel így a víz a terasz középső részén nagyobb mértékben gyűlhet össze, ami eróziós barázdák kialakulásához vezethet.

Egy teraszon kialakult eróziós barázda morfometriai jellemzői

A teszt terület középső részén elhelyezkedő délkeleti kitettséű lejtőn három homorú terasz helyezkedik el egymás alatt. A csapadékvíz tehát ezeken a teraszokon a teraszfelszín közepe irányában folyik le, és a terasz legalacsonyabb részén koncentrálódva vonalas eróziót indíthat el. Noha a teraszok szélessége nem túl nagy (29-33 m), hosszuk jelentős (184-235 m), így nagy területről (összesen 20 ezer m²) gyülekezik össze a csapadékvíz. A magasabban elhelyezkedő teraszokon a lefolyó víz mennyisége még nem elegendő ahhoz, hogy nagyobb mértékű bevágódást hozzon létre, azonban a lejtőrészlet alján energiája már olyan mértékben megnő, hogy az alsó terasz felszínén eróziós árkot alakított ki. A két felső terasz állapotát a

teraszfalak (kb. 2 m-es szakaszon történő) lebetonozásával megvédték, így a barázda nem tudott hátravágódni a teraszok felszínébe, azonban az alsó teraszon olyan mértékben vágódott be és alacsonyította le a felszínt, hogy a szőlőtőkék gyökerei a támasztóhuzalokba akadva lógtak a barázda medre felett.

Méréseim szerint az eróziós barázda átlagos mélysége 0,25 m, átlagos szélessége pedig 1 m, azonban furcsa módon a terasz alacsonyabb részén elhelyezkedő bakhátak mentén a barázda esésgörbéje is lépcsőssé válik (53. ábra AB szelvény), emellett itt másfelszeresére (kb. 0,5 m-rel) ki is szélesedik (53. ábra CD és EF szelvény). A méretbeli különbségek véleményem szerint azzal magyarázhatóak, hogy a talajlazítási munkákat (pl. gépesített kapálás), a barázda jelenléte akadályozza, ezért medrét a szőlősorok közötti szakaszokon feltöltik. Ezzel szemben a bakhátak vonalában lévő (néhány dm-es) szakaszokra feltehetően nem kerül (vagy nem jut anyag), így itt fennmaradt a barázda eredeti formája. A feltöltés természetesen a következő heves zápor idejéig marad fenn, amikor a víz a barázda medrét újból bevágja, elhordva a terasz közepéről a mederbe áthalmozott anyagot, vagyis az eróziós barázdának közvetlen (meder menti) és közvetett (antropogén hatásra kiterjedő) eróziós hatása is van.



53. ábra: Teraszfelszínen kialakult eróziós barázda felszíne és keresztmetszeti képei. A sorok között a barázda felszínét időről-időre feltöltik, míg a szőlősorok alatt, a mikroteraszok peremei mentén fennmaradt a barázda medrének eredeti formája

Teraszfelszínen megjelenő eróziós árkokat a teszt terület északi részén is azonosítottam további 6 db terasz felszínén, igaz ezek jóval kisebb méretűek voltak. Ezeknél az árkoknál a bevágódó teraszfalakat építési törmelék kihelyezésével próbálták megvédeni, mivel azonban a víz összegyülekezésének lehetősége továbbra is fennáll (és a teraszfelszínek lejtésviszonyainak rendezéséig fenn is fog állni), mindez csak ideiglenes megoldása a problémának.

A teraszok felszíne tehát – annak ellenére, hogy kialakításuk célja az erózió csökkentése volt – jelentős mértékben ki van téve az erózió veszélyének, amit a teraszfelszíneken keresztirányban kialakult eróziós árkok, illetve a szőlősorokkal párhuzamosan – a felperdült lejtőperemek és a bakhátak mentén – futó eróziós barázdák jelenléte is alátámaszt.

Mivel a szőlőművelés a dombság területén évezredes múltra tekint vissza, elgondolkodtató, hogy a korábbi művelési módok mellett ilyen hosszú idő alatt milyen mértékben pusztulhatott le a felszín, ha az erózióknak a modern termelési módszerek mellett is

jól mérhető hatásai vannak. A kérdés megválaszolása érdekében kísérletet tettem, egyes agrogén (pl. vízgyűjtő és parcella-szintű erózió), illetve transzportogén eredetű (pl. löszmélyutak falának omlása) folyamatok mértékének meghatározására, melyek hosszú ideje meghatározói a dombság felszínfejlődésének.

5.3.3 Szőlőművelés hatására kialakult folyamatok

A terepi és térinformatikai vizsgálatok morfológiai eredményei arra utalnak, hogy a Szekszárdtól nyugatra elhelyezkedő vízgyűjtőkön a történelmi időkbe visszanyúló szőlőművelés nagymértékben átalakította a felszínt, és napjainkig hat a dombság felszínfejlődésére. Ráadásul az átgondolatlanul alkalmazott agrotechnikai megoldások (pl. rosszul tervezett teraszok) nagyban hozzájárulnak a felszín intenzívebb pusztulásához.

Vizsgálataim során ezért megpróbáltam számszerűsíteni a jelentősebb változásokat előidéző, a szőlőműveléshez kapcsolódó folyamatokat, melyek különböző méretarányban – tehát a részvízgyűjtők szintjén, illetve akár az egész vizsgálati területen is – okozhatnak problémát. A legfontosabb szemianthropogén folyamatok, melyek napjainkban meghatározzák a dombság felszínfejlődését véleményem szerint a mélyutak és a teraszfelszínek lefolyás-módosító hatása, a (vízgyűjtő- vagy parcellaszintű) felgyorsult erózió, illetve a löszmélyutak és szurdikok falának omlásai. Az alábbi fejezetben ezek mértékét, illetve sebességét próbáltam különböző modellezés és mérések segítségével meghatározni. Célom adatokkal alátámasztva bizonyítani, hogy az agrogén és transzportogén hatások módosítják a természetes folyamatok mértékét. A céljaim között nem szerepelt, hogy az alkalmazott modelleket kalibráljam valós időjárási események alapján, ugyanakkor a modellezéseim során nemzetközileg is elfogadott formulákat használtam fel. A lefolyás- és eróziós-modelleket a 2010. június 18-i felhőszakadás (40 mm) eseményére futtattam le.

5.3.3.1 Az antropogén eredetű formák lefolyás-módosító hatása

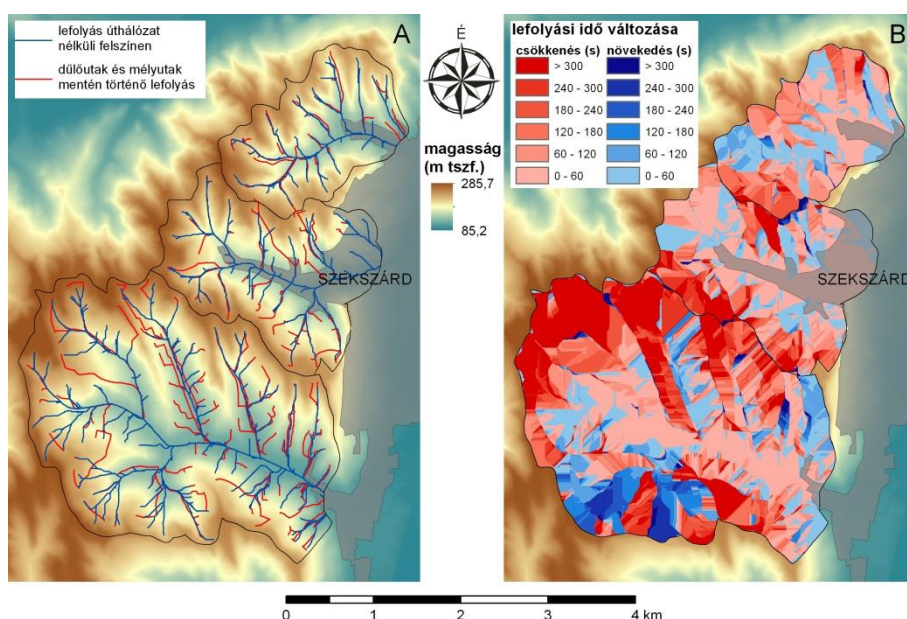
Az antropogén eredetű felszínformák eltérő léptékben módosítják a felszín lefolyásviszonyait. Vízgyűjtő-szinten a legfontosabb vízvezető műtárgyak a lebetonozott talpú mélyutak, illetve azok a dűlőutak, melyek kisebb mértékben (0,1-0,5 m) már bevágódtak a felszínbe. Mivel a löszmélyutak több esetben nem a természetes lefolyási irányokban futnak, ezért vízelvezető funkciójuk révén módosíthatják a részvízgyűjtők határait, ráadásul gyorsabban vezethetik le a csapadékot kisebb érdességük miatt. Parcella-szinten az antropogén hatásra módosuló lefolyást elsősorban a teraszok felszínének görbülsége határozza meg, de fontos szerepe lehet a mikroteraszok szélén elhelyezkedő felperdült lejtőperemeknek, illetve a bakhátnak is.

A löszmélyutak és dűlőutak lefolyás-módosító hatása

A természetes *lefolyási útvonalakat* az 1 ha-nál nagyobb vízgyűjtőjű mélyutak, löszszakadékok és a vízvezető funkciót betöltő dűlőutak hálózata eltérő mértékben módosítja a három vízgyűjtő területén (54/A. ábra). Ezek a formák az északi Parászta-völgyben 3,3 km hosszúak ($1,29 \text{ km/km}^2$), középső Bartina-völgyben összesen 4,9 km hosszúak ($1,33 \text{ km/km}^2$), míg a déli Csatári-völgy vízgyűjtőterületén 11,1 km ($1,29 \text{ km/km}^2$). Tehát a lefolyást jelentősebb mértékben módosító mélyutak és dűlőutak aránya a három vízgyűjtő területén csaknem megegyezik. Ugyanakkor a Parászta-völgyben a természetes lefolyási irányokat alig változtatják meg a mélyutak, míg a délebbi völgyekben a lefolyási irányok jelentősen módosultak. Ennek oka, hogy a Parászta-völgyben a mélyutak a völgytalpi helyzetben lévő vízfolyások mellett, legfeljebb azoktól 30-60 m-es távolságban haladnak, és nem metszik a vízválasztókat. Ezzel szemben a Bartina- és Csatári-völgyekben az úthálózat lefolyás-módosító hatása kifejezettebb, mivel ezeken a vízgyűjtőkön a módosult lefolyási irányok több helyen vízválasztókat is kereszteznek. Ezáltal a vízgyűjtők felső részét mintegy „kaptúrával”

magukhoz csatolják, miközben alattuk csonka vízgyűjtőrészletek jönnek létre (pl. Bartina-völgy – 54/A. ábra).

A lefolyási irányok megváltozása, illetve a mélyutak és dűlőutak lebetonozott felszíne (kisebb Manning-érdessége) hatással van a lefolyó **víz sebességére és a lefolyási időre** (a lefolyó víz adott celláról a vízgyűjtő kifolyási pontjáig történő mozgásának időtartama). Ennek igazolására a lefolyás-modellt lefuttattam két domborzat-modellen, amelyek egyike a természetes lefolyási irányokat, míg a másik a mélyutak által módosított lefolyásirányokat és érdességi adatokat is tartalmazta. A modellezett felhőszakadás (40 mm) során a vízgyűjtők területének legnagyobb részén 1-5 perccel csökken a raszter-cellákra számított lefolyási idő, tehát gyorsabbá vált a lefolyás. Ugyanakkor a csonka vízgyűjtőrészleteken a lefolyás ideje 1-2 perccel megnő (54/B. ábra). Ez azzal magyarázható, hogy a mélyutak alatti csonka vízgyűjtőrészleteken a raszter-cellák hidraulikus sugara csökken, mivel fentebből nem jut rájuk lefolyás, és a kisebb vízszlop-magasság miatt csökken a sebesség (ld. Manning 1891).

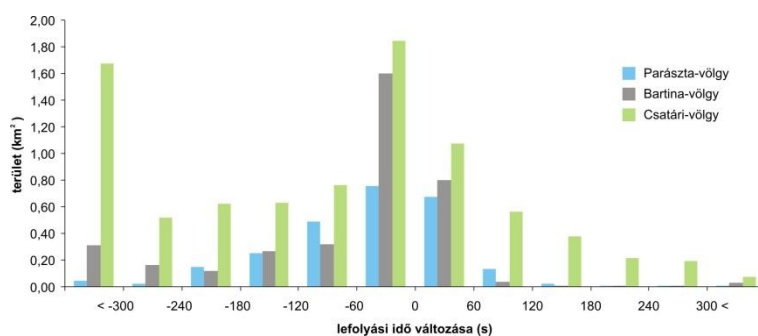


54. ábra: A mélyutak által módosított lefolyási útvonalak elhelyezkedése (A), és a lefolyási idő változásai (B) a három fővölgy területén (modellezett csapadékmennyiség: 40 mm, időtartam: 1 óra, max. intenzitás: 80 mm/h)

A lefolyási útvonalak a három vizsgált völgyben eltérő mértékben módosultak a mélyutak hatására, ezért a lefolyási idő módosulása is különböző (55. ábra). Az északi Parászta-völgyben a raszter-cellák lefolyási idejének csökkenése átlagosan 49 s (8 %). A modell alapján a vízgyűjtő területének 67 %-án (1,71 km²) a lefolyási idő csökken, azonban a változás térben nem egyenletes. A vízgyűjtő északkeleti részén elhelyezkedő oldalvölgyben (Lisztes-völgy) a mélyutak kis mértékben (kb. 0,5-1 perccel) megnövelik a lefolyás idejét a részvízgyűjtő völgytalpi területén, míg a vízgyűjtő délnyugati (völgyfői) részén a lefolyási idő 5-6 perccel rövidül meg.

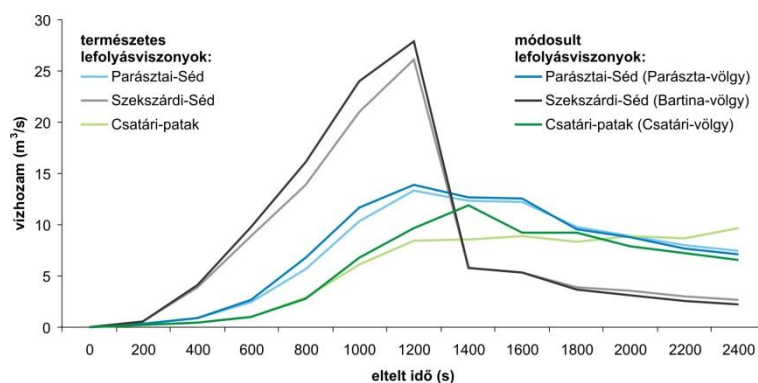
A középső Bartina-völgyben a lefolyási idő az úthálózat hatására átlagosan 69 s-mal (12 %-kal) rövidül le. A lefolyási idő a vízgyűjtő területének 76 %-án (2,8 km²) csökken, és a lefolyási idő csökkenése viszonylag nagy területeken (0,3 km² – 8,1 %) meghaladja az 5 percet (ami a vízgyűjtőn mért átlagos lefolyási idő fele). A legnagyobb változásokat a fővölgy délnyugati részvízgyűjtőin, illetve a vízgyűjtő középső részén (Palánki-hegy) található részvízgyűjtőn mértem, ahol a módosult lefolyásviszonyok hatására a víz akár 5-8 perccel gyorsabban jut el a fővölgyi kifolyási pontig, mint a természetes felszín esetén.

A déli Csatári-völgy területén az úthálózat hatására már jóval változatosabban alakulnak a lefolyási idő változásai, mint a másik két vízgyűjtőben. A lefolyási idő a Csatári-völgyben átlagosan 186 s-mal (8 %) rövidül le, és így vízgyűjtő területének 70 %-án (6 km²) csökken. A vízgyűjtőterület nagyobb kiterjedése miatt jobban kifejeződik az úthálózat lefolyás-módosító hatása, így a vízgyűjtő völgyfője közelében elhelyezkedő részvízgyűjtőkről (0,47 km² – 5 %) a lefolyási idő több mint 10 perccel csökken (ami a vízgyűjtőre számolt átlagos lefolyási idő kb. harmada). Az úthálózat a vízgyűjtő délnyugati részén található oldalvölgyekben nagy területen (0,56 km²) jelentősen (kb. 120-240 s-mal) növeli meg a lefolyás idejét, ami a két völgy közötti gerincen végigfutó (a természetes lefolyási útvonalakat felfűző) útszakasz hatásának tudható be. A lefolyási idő a fővölgy északnyugati részén (Baranya-völgy) csökken a legnagyobb mértékben, ahol a szőlőteraszok között húzódó, lebetonozott dűlőút nagymértékben meggyorsítja a lefolyás sebességét, ezáltal a lefolyó víz 10-12 perccel hamarabb jut el a fővölgy völgycsájához.



55. ábra: Az azonos mértékben módosuló lefolyási idővel rendelkező területek gyakorisága a három vízgyűjtőn

A gyorsuló lefolyás a fővölgyek völgycsájánál 1-3 m³/s-mal (10-36 %-kal) magasabb árvízi vízhozamot eredményez. A Parásztai- és Bartina-völgyek esetében az árhullám tetőzésének időpontja nem változik számottevően (a változás mértéke kevesebb, mint 200 s), így a modellezés a különbséget nem mutatta ki egyértelműen (56. ábra). Azonban a Csatári-völgy esetében jól kivehető, hogy a felgyorsult lefolyás hatására a vízhozamgörbe jellege is „csúcsosabb”, ami gyorsabban levonuló és nagyobb vízhozamú árvízre utal, vagyis a mélyutak és dűlőutak hálózata fontos szerepet játszhat a villámárvizek kialakulásában.



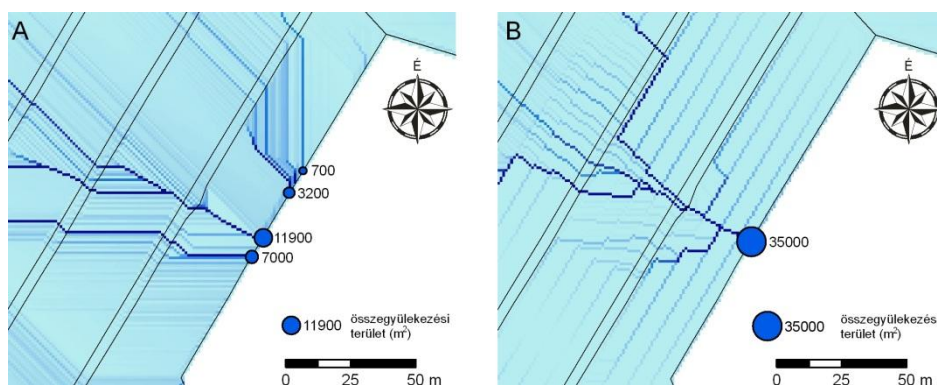
56. ábra: A mélyutak és dűlőutak lefolyás-módosító hatása a vízgyűjtők patakjainak modellezett vízhozamgörbéi alapján (csapadékmennyiség: 40 mm, időtartam: 1 óra, max. intenzitás: 80 mm/h)

A teraszfelszínek mikrodomborzatának lefolyás-módosító hatása

Terepi tapasztalataim alapján a felperdült lejtőperemek és bakhátak a teraszon lefolyó víz útjába állnak, és azt a szőlősorokkal párhuzamosan vezetik el a teraszok hosszirányú

lejtése következtében. A lefolyó víz a teraszfelszínek hosszirányú görbültségétől függően vagy a teraszfelszínek között elhelyezkedő dűlőutak mentén, vagy a teraszok felszínén gyűlik össze, de a mikroformák hatása következtében az összegyülekezések helyén minden esetben nő a lefolyó víz mennyisége.

Vizsgálataim eredményei szerint egy homorú teraszon mikroformáktól mentes felszínen a lefolyás összesen négy fő lefolyási útvonalon valósul meg, ami eltérő (700-11900 m²) vízgyűjtőterülettel rendelkező kifolyási pontokat eredményez a terasz alsó részén (57/A ábra). Ezzel szemben a szőlősorok menti kiemelkedések hatására a lefolyás iránya a terasz középső része felé koncentrálódik, és egyetlen nagyobb (kb. 35000 m²-es) vízgyűjtőterülettel rendelkező kifolyási pontot eredményez (57/B ábra), amely a nagyobb vízhozam miatt intenzívebb vonalas eróziót (pl. barázdák, vagy eróziós árkok képződését) segítheti elő.



57. ábra: A felferdült lejtőperemek lefolyás-módosító hatása homorú teraszfelszínen. Mikroformáktól mentes felszín esetében a parcellákról lefolyó víz több útvonalon folyik le (A), míg a lejtőperemek hatására egyetlen, nagyobb vízfolyássá koncentrálódik (B)

5.3.3.2 Szőlőművelés hatására létrejövő (gyorsult) eróziós folyamatok

A lefolyási irányok módosulása és az esetenként gyorsabb lefolyás alapvető szerepet játszhat a felszínlepusztulás felerősödésében a mintaterületen. A lepusztulási folyamatok közül a mélyutak szélesedését és a parcellák talajerózióját vizsgáltam. A mélyutak mélyülési ütemét – a lebetonozott aljuk miatt – nem vizsgálhattam, ugyanakkor terepi megfigyeléseim szerint omlásokkal történő szélesedésük jelentősen hozzájárul a vízgyűjtőkről lepusztuló anyagmennyiséghez. A talajeróziót – vízgyűjtő- és parcella-szinten – modelleztem, majd az eredményeket összehasonlítottam a szőlőtőkék kitakaródásának ütemével.

A löszmélyutak szélesedésének üteme

Terepi megfigyeléseim során a 2010. heves nyári esők után több mélyúton találtam 5-10 m széles és kb. 1,5-2 m magas, törmelékhalmozokat, melyek mérete alapján becsülhető volt az adott löszfal-szakaszon az omlás eredményeképpen lepusztult anyag térfogata. Ez a Bartina-völgy mélyútjaiban kb. 1,5-8 m³/m volt az érintett útszakaszokon.

Az omlás mértékét és időpontját a fák felszínre került gyökérzetének vizsgálatával határoztam meg. Méréseim alapján az elő gyökerek löszfaltól mért átlagos távolsága 13 cm, míg a legtávolabbra került gyökerek a löszfaltól 30-38 cm-re találhatók. A gyökereknek a faltól mért távolsága nem mutat kapcsolatot felszínre kerülésük korával, hiszen az erózió nem folyamatos, hanem az omlások során történik. Ugyanakkor utalnak arra, hogy mikor történtek az omlások, amelyek méréseim szerint 1998, 1999, 2001, 2004 és 2010-ben voltak. Ezek egybeesnek a csapadékos időszakokkal, tehát a löszmélyutak szélesedését okozó omlások akkor fordulnak elő, amikor a löszfalak súlya megnő a nagymennyiségű beszivárgó csapadékvíz miatt. Az omlások során nagyobb (15-30 cm vastag) löszdarabok válnak le

egyszerre, tehát az utak csak ritkán és kis mértékben szélesednek. Figyelembe véve a löszmélyutak hosszát és az omlások gyakoriságát ez a vízgyűjtőkre vonatkoztatva kb. 0,47 t/ha/év lepusztulást jelent. Habár a löszfalak omlásából származó anyagveszteség nem túl jelentős, de a művelhető területek rovására történik, illetve akadályozza a mélyutakban a közlekedést, emellett balesetveszélyt is jelent.

A vízgyűjtő-szintű felszíni erózió mértéke

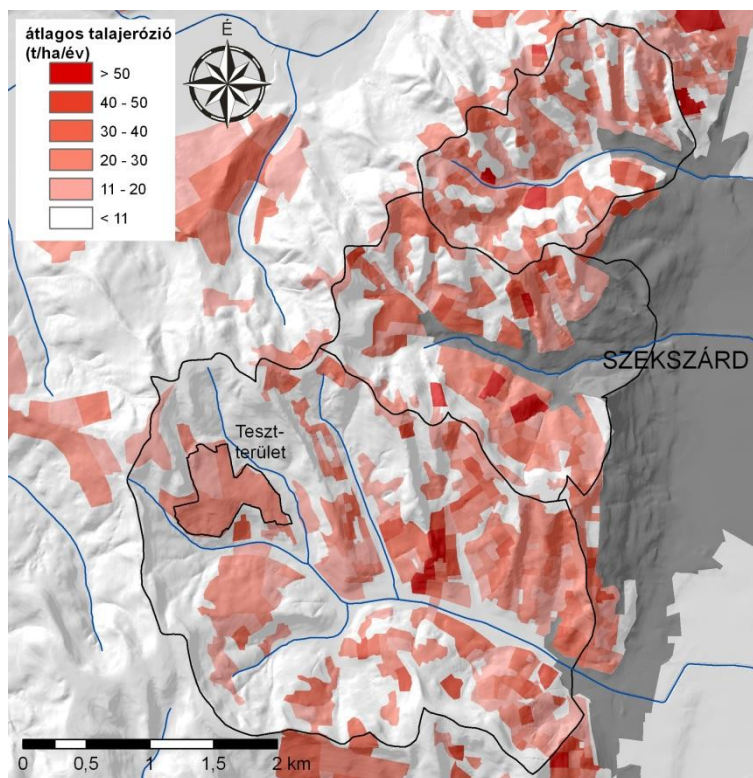
A *mintaterület egészére* az erózió-modell által számolt *átlagos éves talajerózió* értéke (13,1-16,9 t/ha/év) Bacsó (In: Thyll 1996) erozivitási értékét átszámítva ($R=650 \text{ MJ*mm/ha/h/év}$) számolva kismértékben haladja meg a tolerálható talajveszteség értékét (11 t/ha/év – Centeri és Pataki 2003). Ez az érték azonban átlagolja a különböző területhasználati foltok talajeróziójának mértékét. Csupán a *szőlőterületekre* számolva ki az átlagos éves erózió mértékét csaknem kétszer nagyobb (26,6 t/ha/év) értéket kapunk.

A szőlőterületekre számolt átlagos talajerózió mértéke a három vízgyűjtő területén nagyon hasonló (25,8-28,2 t/ha/év). A Parászta-völgy szőlőskertjeinek kb. 60 %-a erősen lejtős (10-14°), illetve meredek (>14°) lejtőkön található, ezzel szemben a Bartina- és Csatári völgyekben ez az arány 50, illetve 41 %, vagyis a Parászta-völgy területén nagyobb arányban fordulnak elő nagyobb lejtésű területeken szőlőskertek. Ugyanakkor a Bartina- és Csatári-völgyek nagyobb oldalvölgyein a hosszabb lejtők magasabb lejtőtényezőt eredményeznek, így a modellezés során hasonló eróziós értékeket eredményezett. A lejtéssel párhuzamosan művelt, valamint a lejtésre merőlegesen művelt szőlőparcellák területaránya közel azonos a három vízgyűjtő területén (23-29 %, illetve 13-22 %), ezért a talajvédelmi eljárások (P) tényezője sem eredményezett nagyobb (vízgyűjtő-szintű) eltéréseket a modellezés során (58. ábra). A szőlőparcellák nagy lejtése, illetve a szőlősorok lejtőirányú művelése azt eredményezi, hogy az erózió mértéke a vízgyűjtők összterületének közel felén (49 %) jelentősen meghaladja a tolerálható talajveszteség értékét (59. ábra).

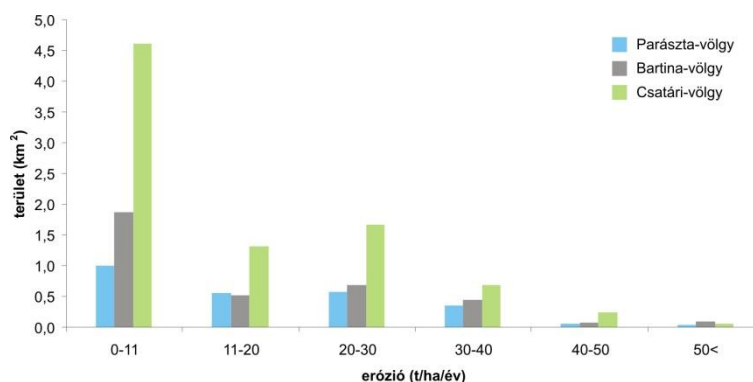
A legnagyobb mértékű talajeróziót a Csatári-völgy délies kitettséű oldalának középső részén elhelyezkedő részvízgyűjtő szőlőparcelláin (6 ha) mértem. A parcellák területe csaknem teljes egészében erősen lejtős (10-14°), vagy meredek lejtőkön (> 14°) helyezkedik el, emellett a szőlősorok is a lejtéssel párhuzamosan lettek telepítve, ezáltal ezeken a parcellákon a talajerózió mértéke a modell szerint 55-61 t/ha/év között alakul. Hasonló parcellák (közel azonos lejtőviszonyokkal és lejtésre párhuzamos műveléssel) a Parászta- és Bartina-völgyek északias kitettséű oldalán is előfordultak. A parcellák összterülete 2,8, illetve 7,7 ha, és az őket sújtó erózió mértéke 50-55 t/ha/év.

A *mintaterület egészére* számított éves talajeróziót összehasonlítottam a **2010 június 18-án** lehulló heves zápor modellezett hatásával (40 mm csapadék, 80 mm/h maximális félórás intenzitás mellett). Mivel a lefuttatott modellekben csak a csapadék eroziós potenciáljának értékét módosítottam az erózió az eredményekben csak mértékükben különböznek, de mintázatuk ugyanolyan. A modell-számításaim alapján a 2010. június 18-i felhőszakadás alkalmával 16,7-21,6 t/ha anyag szállítódott el a vízgyűjtők területéről. Ez az éves talajerózió 120-125 %-ának felel meg, és a három vízgyűjtőre vonatkozóan összesen 19 ezer m³ anyagveszteséget jelent. Összehasonlításként egy 1961. évi zápor alkalmával 25 ezer m³ anyag rakódott le a város utcáin (Pataki 1961). A *szőlőterületekről* a 2010. júniusi felhőszakadás eredményeként lepusztuló talaj mennyisége átlagosan 33,8 t/ha-nak adódott.

A vízgyűjtő-szintű eróziós számítások alapján egy átlagos csapadékú év során a Parászta-völgy területén (minden területhasználati kategória átlagában) a felszín alacsonyodásának átlagos mértéke 1,2 mm, a Bartina-völgyben 1,0 mm, míg a Csatári-völgyben 0,9 mm. Ezzel szemben a szőlőterületeken a felszínalacsonyodás átlagos értéke a vízgyűjtők átlagos értékének csaknem kétszerese (1,8 mm).



58. ábra: A vízgyűjtők átlagos talajerosziójának mértéke a Bacsó (1970) által megadott eróziós potenciál érték alapján ($R=650 \text{ MJ} \cdot \text{mm} / \text{ha} / \text{h} / \text{év}$)



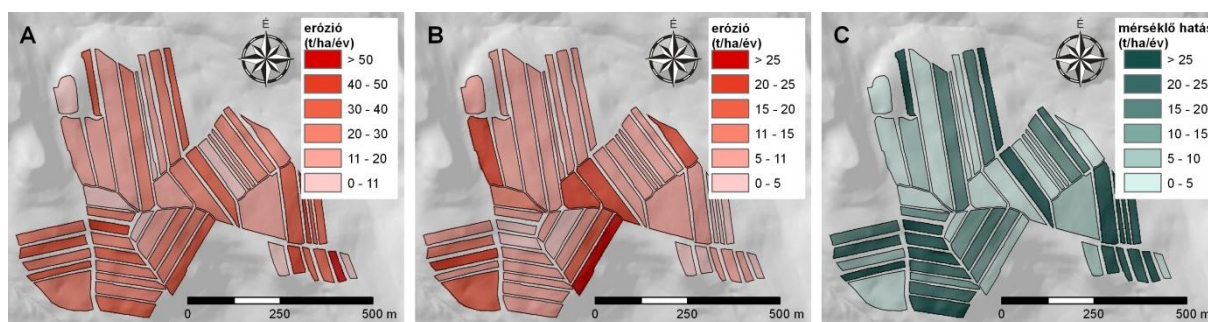
59. ábra: Az azonos mértékben erodálódó területek gyakorisága a három vízgyűjtőn

A teraszfelszínek (parcella-szintű) eróziójának mértéke

A vízgyűjtő-szintű eróziós modellben a teraszfelszínek által módosított domborzat nem szerepelt bemeneti adtaként, hiszen az erózió irányát az általános lejtés határozta meg. Ugyanakkor a teraszfelszínek mikrodomborzata miatt a lefolyás a teraszok hossz tengelye mentén (tényleges lejtésirányban) történik. Ezért célul tűzttem ki a teszt területen található teraszfelszínek parcella-szintű eróziójának számszerűsítését. A parcella-szintű erózió modellezése során a lejtőtényezőt (LS) a teraszok hosszirányú lejtése alapján adtam meg, így a lejtőtényező korábbi 2,8-as átlagos értéke 0,6-ra csökkent. Ugyanakkor a talajvédelmi tényező (P) értékét növeltem (0,5 helyett 1-es értékre), hiszen a tényleges lefolyási irányok a terasz hossz tengelyével párhuzamosak, ezért a szőlősorok immár nem akadályozzák a talajerosziót. Bemutatásra kerülő adataim között csak az *éves* modellezés eredményei szerepelnek, mivel a talajeroszió mintázata nem függ a csapadék mennyiségétől.

A teraszfelszínek tényleges lejtése alapján modellezett átlagos talajeroszió mértéke 8,9 t/ha/év, ami 0,6 mm éves felszínalacsonyodásnak felel meg. Ez jóval alacsonyabb érték,

mint a domboldal általános lejtésének figyelembe vételével modellezett (22,8 t/ha/év – 1,6 mm), azonban az erózió mértéke még így is meghaladja a tolerálható talajvesztéseget a teraszok területének 23 %-án (7 ha). Mivel több teraszfelszín 2-3°-os tényleges lejtéssel rendelkezik, a sorok közti lefolyás során viszonylag magas talajerózió léphet fel, így a teraszok eróziómérséklő hatása csökken (60. ábra). Ráadásul, a morфомetriai méréseim azt mutatják, hogy a homorú teraszfelszíneken a lefolyás koncentrálódik a lefolyási útvonalak mentén, ami barázdás vagy árkos erózióhoz vezethet (53. és 57. ábra), ahol az erózió mértéke – a szőlőtőkék telepítési idejét (1996), és a barázda mélységét (25 cm) figyelembe véve – meghaladja a 200 t/ha/év értéket.



60. ábra: A teszt terület teraszain az általános lejtésirány figyelembe vételével modellezett (A) illetve a terasz mikro-domborzati formák által meghatározott lejtésének megfelelő (B) éves átlagos erózió mértéke, és a teraszok erózió mérséklő hatásának mértéke (C)

A modellezett talajerózió mértékét összevetettem a szőlőtőkék kitakarodásának ütemével, melyből következtetni tudtam a teraszfelszínnek alacsonyodásának valós mértékére. A friss telepítésű tőkék oltási pontja általában a felszínen, de legfeljebb a felszíntől számítva kb. 5 cm magasságban helyezkedik el (Fuchs és Szathmáry 1929, Prohászka 1982). Terepi vizsgálataim során meghatároztam a szőlőtőkék oltási pontjának magasságát, egy 1980-as és egy 2002-es telepítésű szőlőültetvényen. Az 1980-as telepítésű szőlők oltási pontja a sorköz felszínéhez képest 16-21 cm magasan helyezkedik el, ami a telepítés óta kb. 11-16 cm (0,3-0,5 cm/év) felszínalacsonyodásra utal. A 2002-es telepítésű szőlők esetében az oltási pontok magassága 14-16 cm magasan vannak, vagyis ezen a teraszon a telepítés óta a felszín kb. 9-11 cm-t (0,9-1,1 cm/év) alacsonyodott. A szőlőtőkék kitakarodásának mértéke tehát arra utal, hogy a teraszok felszíne kb. 0,3-1,1 cm/év ütemben alacsonyodik, ami egy nagyságrenddel meghaladja a modellezett 0,06-0,16 cm/év értékeket, ugyanakkor egybevág Ádám (1964) azonos módszerekkel meghatározott – a szőlőtőkék oltási pontjának magassága alapján mért – adataival (1,25-2 cm/év).

5.3.4 Összegzés

A Szekszárdi-dombság északkeleti vízgyűjtőinek (Parásztá-, Bartina- és Csatári-völgy) területén (14,8 km²) terepi felmérésekkel és térinformatikai módszerekkel határoztam meg a szőlőművelés hatására kialakult formákat illetve az ezek által módosított lefolyást és eróziós folyamatokat.

A vízgyűjtők területén az i.sz. 4. századtól folyik szőlőművelés, mely a 13. századtól bizonyíthatóan folyamatos. A 19. sz. végére a vizsgált vízgyűjtők csaknem egészét egybefüggő **szőlőterület** borította, melynek **kiterjedése** 10,8 km² (73 %) volt. Az 1960-as évek végére a korábban egységes szőlők területe jelentősen lecsökkent (73 %-ról 35 %-ra) és fragmentálttá vált, de később 1971-2007 között a szőlők összterülete 51 %-ra (7,47 km²) növekedett. Vizsgálataim szerint rövid idő (1-2 évtized) alatt nagy területet telepítettek be (1,4 km² – 19 %), de ugyancsak nagy arányban hagytak fel szőlőterületeket (1,2 km² – 17 %). A szőlőtelepítések során gyakori volt a korábbi parlagterületek újbóli használatba vétele, ami

véleményem szerint azt eredményezte, hogy a műveléssel járó felgyorsult eróziós folyamatok mellé egyre gyakrabban társul a teraszok exkavációjával és egyéb földmunkákkal járó többlet-erózió, ami nagymértékben felgyorsította a felszínpusztulás mértékét.

A **völgy-morfometriai vizsgálatok** alapján arra a következtetésre jutottam, hogy a Szekszárdhoz legközelebb elhelyezkedő Bartina-völgy vízgyűjtője morfológiai paraméterei tekintetében különbözik a másik két vizsgált vízgyűjtőtől. Ennek egyik oka, hogy a Bartina-völgy kisebb részvízgyűjtőkre darabolódott, ezért a részvízgyűjtők terület-arány indexei (a részvízgyűjtő és a vízgyűjtő területének aránya) 3,9-5,1 %, szemben a Parászta-völgy 2,8-8,7 % és a Csatári-völgy 2,5-12,4 % értékével.

Az oldálvölgyek völgytalpainak esése (88-177 m/km) a dombság kialakulásakor létrejövő észak-déli aszimmetriát tükrözi, azonban a völgytalpak homorúság indexeinek értéke a Bartina-völgy – Szekszárdhoz közelebb eső – oldálvölgyei esetében 0,59, míg a többi részvízgyűjtőn jellemzően -0,20 és 0,18 között van, vagyis a Bartina-völgy mellékvölgyei az átlagosnál nagyobb mértékben vágódtak hátra. A völgyközi hátaik esésviszonyai hasonló trendet mutatnak, mivel a Bartina-völgy – Szekszárd melletti – délies futású részvízgyűjtőin a homorúsági index átlagosan -0,03 míg a többi esetben ennél lényegesen alacsonyabb (-0,1 és -0,4 közötti), vagyis a településhez legközelebb elhelyezkedő részvízgyűjtők völgyközi hátaik a lejtőderéki szakaszon nagyobb mértékben pusztultak le, mint más részvízgyűjtők esetében.

A részvízgyűjtők 40-50 %-os maximális és közepes eróziója (a fővölgy és az oldálvölgyek területe, valamint reliefe alapján számított térfogathoz viszonyított lepusztulás) méréseim szerint kis szórást mutatott valamennyi részvízgyűjtő esetében. A minimális nettó erózió (a gerincvonalak alapján számolt térfogathoz viszonyított lepusztulás) azonban a Parászta- és Csatári-völgyekben nagyobb mértékű volt (anyagvesztesség: 16-23,9 %) mint a Bartina-völgy esetében (10,5 %). Mivel azonban a Bartina-völgy részvízgyűjtőin már a völgyközi hátaik is hátravágódtak, az erózió alacsony értéke ezeken a területeken nem arra utal, hogy itt történt a völgyek legkisebb mértékű hátravágódása, hanem éppen azt, hogy még a völgyközi hátaik is lepusztultak, ami véleményem szerint a szőlőműveléssel járó – direkt és szemianthropogén eredetű – többleterózió (pl. teraszok exkavációjának vagy a mélyutak felnyílásának) következménye.

Vizsgálataim szerint a **mélyutak** nagy sűrűségben (1,72 km/km²) fordulnak elő a vízgyűjtőkön, nemcsak mellékvölgyek alján, hanem domboldalakra merőleges irányban, illetve egyes esetekben völgyközi hátaik gerince mentén is. Tehát fejlődésük elsősorban nem vízgyűjtőjük kiterjedésétől, hanem az emberi hatás (közlekedés és taposás) mértékétől függ. A legtöbb túlmélyült (felhagyott) mélyút Szekszárd közelében található, amiből arra következtetek, hogy kialakulásuk a település közelében hosszabb ideje tartó és intenzívebb szőlőműveléshez köthető. Számításaim szerint a vízgyűjtők területén a mélyutak kialakulásával és túlmélyülésével összesen kb. 0,8-1 millió m³ anyag erodálódott le. Annak ellenére, hogy a mélyutak mélyülése az 1980-as években a betonburkolásnak köszönhetően megszűnt, oldalfaluk omlások révén továbbra is pusztul, amely további 0,47 t/ha/év anyagvesztiséget jelent.

A mélyutak és a dűlőutak hálózata vizsgálataim szerint komoly hatással van a felszíni lefolyásra is, amely következtében a vízgyűjtő összegyűlekezési ideje némileg rövidebbé válik. Például a 2010. június 18-i nyári zápor modellezésének eredményeképpen a lefolyási idő a három vízgyűjtőn 1-3 perccel rövidül meg a mélyutak lefolyás-koncentrálnó hatása miatt. Ez egyrészt az útburkolatok alacsonyabb érdességének köszönhető, amely a mélyutak mentén nagymértékben (kb. 100 %-kal) növeli a lefolyás sebességét, de nagy szerepe van a mélyutak futásirányának is, mivel azok sok esetben vízválasztókat is keresztül vágnak.

A **teraszfelszíneken** végzett **morfometriai vizsgálatok** alapján a Baranya-völgy szőlőteraszai sok tekintetben nem látják el funkciójukat. Ennek egyik oka, hogy felszínük

gyakran túlméretezettek, mivel 4-8 sor helyett 9-12 sorban (50 m szélességben) művelik a szőlőt, ezáltal csökken a terasz erózióval szembeni stabilitása. A teraszok nagyobb részén a felszín természetes lejtését (8-10°) alig csökkentették (5-8°-ra), miközben a teraszoknak jelentős hosszirányú lejtése (0,3-5,2°) is maradt. A teraszfelszínek nagy lejtése és a teraszok helyének rossz megválasztása (homorú teraszok) azt eredményezi, hogy felszínükön könnyen indulhat meg az erózió, annak ellenére, hogy kialakításuk elsősorban az erózió csökkentését célozta volna.

A teraszfelszínek *lefolyásvizonyait* nagymértékben módosítják a szőlősorokkal párhuzamosan futó mikroteraszok és bakhátak, melyek 7-20 cm magasak és átlagosan 30 cm szélesek. Ezek a kiemelkedések a teraszfelszínen hosszirányban történő lefolyás elősegítése révén nagymértékben megnövelik a homorú teraszok közepén lefolyó víz mennyiségét, így eróziós potenciálját is. Méréseim szerint például egy kb. 30 ezer m² összterületű lejtőrészleten az antropogén mikroformák hatására a lefolyó víz négy kifolyási pont helyett a terasz közepén koncentrálódva (kb. 3-szoros vízhozam mellett) folyik le a területről, mely következtében már tekintélyes méretű eróziós barázda alakult ki a terasz felszínén. A barázda átlagos mélysége (0,25 m), átlagos szélessége (1 m) és annak változékonysága, illetve a lépcsősen futó esésgörbéje arra utalnak, hogy a művelés során időről időre betemetik, azonban – mivel kialakulásának okát ezzel nem szüntetik meg – továbbra is intenzív anyagmozgás zajlik a barázda mentén, pusztítva a terasz felszínét.

A teraszok jelentős kereszt- és hosszirányú lejtése azt eredményezi, hogy kialakításuk ellenére továbbra is nagymértékű *talajerózió* sújtja felszínüket. Modellezésem eredményei szerint a teraszok területén az erózió mértéke 8,9-22,8 t/ha/év, mely következtében a teraszok felszíne éves szinten 0,6-1,6 mm-t alacsonyodik. A szőlőtőkék kitakarodásának ütemére vonatkozó terepi mérésem ezzel szemben ennél egy nagyságrenddel nagyobb mértékű (0,3-1,1 cm) alacsonyodást mutatott ki. A nagymértékű eltérés egyik lehetséges oka az átlagos éves eróziós potenciál alulbecslése, hiszen a Bacsó (1970) által megadott éves szintű eróziós potenciál értékét ($R=650 \text{ MJ} \cdot \text{mm}/\text{ha}/\text{h}/\text{év}$) egyetlen nyári felhőszakadás is képes felülmúlni ($R=838 \text{ MJ} \cdot \text{mm}/\text{ha}/\text{h}/\text{év}$), ami nyilvánvalóan hozzáadódik az év többi csapadék-eseményének eróziós hatásához. A teraszok kialakításának problematikája véleményem szerint azonban nem a – továbbra is gyors ütemű – talajerózióban csúcsosodik ki, hanem abban, hogy az agrogén hatásra felgyorsuló eróziót minden esetben nagymértékű exkaváció előzi meg, mely méréseim szerint egyes teraszok esetében (kb. 1,4 ha-on) akár 1-1,5 m³/m² (14-21 ezer t/ha) direkt antropogén lepusztulást eredményezett.

A Szekszárdi-dombságon folyó szőlőművelés tehát olyan mértékű változásokat idézett elő, mely – az oldalvölgyek morfometriai paraméterei alapján – vízgyűjtő-szinten is kimutatható. A szőlőművelés során nagyszámú agrogén mikroforma és jelentős méretű transzportogén felszínformák (mélyutak, löszszakadékok) jöttek létre, melyek lefolyás-módosító hatásuk révén felgyorsíthatják a csapadék lefolyását, ezáltal növelhetik a villámárvizek kockázatát, illetve az erózió mértékét. Az évezredes múltra visszatekintő szőlőművelés jelentős mértékben hozzájárult a dombság lepusztulásának felgyorsulásához, és ha figyelembe vesszük, hogy napjainkban is komoly mértékű talajerózió sújtja a területet, elgondolkodtató, hogy mekkora lepusztulást eredményezhetett a csaknem egy évezrede folyamatos szőlőművelés. Véleményem szerint azonban a szőlőműveléssel járó felszínpusztulás a művelést előkészítő földmunkák újra és újra történő kivitelezése miatt jóval nagyobb, hiszen a területek „többszöri birtokba vétele” esetén megnő a földmunkákkal járó többleterózió, ugyanakkor a talajerózió mértéke nem csökken számottevően.

6. Az eredmények összefoglalása

Vizsgálataim során három mezőgazdasági (al)ágazat (legeltetés, szántás, szőlőtermesztés) és az azokat kiszolgáló tevékenységek (csatornaépítés, közlekedés) hatására létrejövő felszínformákat és az általuk kiváltott (vagy módosított) felszínformáló folyamatok irányát és mértékét határoztam meg.

6.1 A legeltetés hatására meginduló eolikus folyamatok vizsgálatának eredményei

A legeltetés okozta futóhomokmozgásokat a Bugaci-homokháton, Bugac-Alsómonostor határában, egy régészeti feltárás területén vizsgáltam ($4,4 \text{ km}^2$). Kutatásom során egy szelvény mentén feltérképeztem az egymásra települő homokrétegeket, és korukat OSL méréssel (2,6 m-es mélységig) határoztam meg.

A kisebb mértékű defláció pontszerűen változtatja meg a felszínt (Borsy 1991, Mezősi és Szatmári 1998), míg az intenzív homokmozgások nagyobb területeket érintenek és jelentősebb formákat (pl. homokbuckákat) hoznak létre (Bateman és Godby 2004). A bugaci területen a homokleplek nagy száma és szélessége alapján a defláció nem csupán pontszerűen alakította át a domborzatot, azonban nem is érintett akkora területeket, hogy homokbuckaképződést, vagy esetleg a buckák terjeszkedését (pl. Száhel-öv – Tóth 2006) eredményezze.

A vizsgálati terület geomorfológiai viszonyaiból arra következtetek, hogy a defláció elsősorban a feltárástól északnyugatra lévő nagyobb reliefű és könnyebben kiszáradó garmadamezőn indulhatott el. A futóhomok akkumulációja a vizsgálati terület egykori deflációs mélyedését csaknem 2 m-rel töltötte fel, felére (0,8 m) csökkentve korábbi relatív mélységét (1,6 m), vagyis az agrogén hatásra meginduló futóhomok-mozgások elsődlegesen a felszín egyengetése irányába hatnak.

A vizsgálataim rámutattak arra is, hogy a feltárás területén található, a topográfiai helyzet alapján maradékgerincnek minősíthető forma valójában délkeleti irányban elnyúló homokleplek egymásra településével kialakult, a holocénben létrejött gerinc, vagyis széliránnyal párhuzamos, megnyúlt formája ellenére akkumulációval jött létre, ami arra utal, hogy a homokformák alakjából nem következtethetünk egyértelműen a formák genetikájára és korára (ami a korábbi – pontszerű méréseken alapuló – kutatások bevált gyakorlata volt).

A feltárás legidősebb, pleisztocén végi rétegei még természetes módon alakultak ki. A legkorábban felhalmozódott, 2,0-2,6 m mélyen elhelyezkedő homokréteg a Würm-későglaciális átmenettől a fiatal Dryas kezdetéig tartó időszakban ($14,23 \pm 2,38 \text{ ka}$, $13,72 \pm 3,03 \text{ ka}$ illetve $12,73 \pm 1,95 \text{ ka}$) akkumulálódott és mészsizap tartalma arra utal, hogy egykor nedves (környezeténél mélyebben elhelyezkedő) térszín volt. A mészsizapos rétegre valószínűleg egy egyszeri szélesemény hatására 0,9 m vastag homokréteg települt a preboreális során ($9,97 \pm 1,87 \text{ ka}$, $9,20 \pm 1,32 \text{ ka}$, $9,96 \pm 3,04 \text{ ka}$ illetve $10,86 \pm 1,47 \text{ ka}$).

A későbbi homokmozgások (4 esemény) egyértelműen emberi tevékenységhez, a régészeti kultúrák alapján legeltetéshez köthetők. A legeltetés hatására legkorábban a bronzkorban ($4,78 \pm 0,70 \text{ ka}$ és $4,18 \pm 0,78 \text{ ka}$) indult meg a futóhomok mozgása, majd ezt a réteget (lokálisan) a szarmaták hatására mozgásba lendülő (0,3-0,4 m vastag) futóhomokréteg temette be ($1,47 \pm 0,34 \text{ ka}$ és $1,41 \pm 0,31 \text{ ka}$). A népvándorlás idején ($1,15 \pm 0,29 \text{ ka}$) történő futóhomokmozgást minden bizonnyal a nagy számban a Kárpát-medencébe érkező nomád törzsek – elsősorban az avarok – legeltetése okozta, mely során 0,6 m-t magasodott a feltárás déli részén található kiemelkedés. Az Árpád-kori futóhomokmozgás a kunok megjelenését követően zajlott ($0,86 \pm 0,16 \text{ ka}$), és a feltárás déli részét 0,5 m-rel töltötte fel. Az OSL koradatok alapján legfiatalabb homokmozgás a késő-középkorban ($0,55 \pm 0,08$, $0,54 \pm 0,09$, illetve $0,50 \pm 0,07 \text{ ka}$) történt és a feltárás északi részét kb. 0,6 m-rel töltötte fel.

A bronzkori futóhomokmozgások bizonyítékait – többnyire szintén homokleplek formájában – a Duna-Tisza köze más területein is kimutatta Lóki és Schweitzer (2001), Gábris (2003), Nyári és Kiss (2005), illetve a Nyírség déli részén Félegyházi és Lóki (2006),

míg a szarmata kori homokmozgásokra a Duna-Tisza közén Kiss et al. (2006), a nyírségi területeken pedig Félegyházi és Lóki (2006) utalnak. Az avar és kun legeltetés hatásait Nyári és Kiss (2005) mutatta ki a Duna-Tisza köze különböző területein.

A homok antropogén eredetű felhalmozódásának üteme Seppälä (1984), és Kiss és Sipos (2008) kutatásai alapján 1,3 mm/év, illetve 2-3 cm/év, azonban a Bugaci mintaterületen ennél jóval gyorsabban (1-2 szélesemény hatására) halmozódott át a homok. Az egyszeri szélesemények hatására meginduló defláció mértékét Szatmári (2004) 3 cm-re becsülte, ami jóval nagyobb mértékű lokális akkumulációhoz vezethet. Erősebb szélesemények hatására egyszeri áthalmozódás útján történő recens akkumulációt mutatott ki Lóki (2006a), aki a parcellákról a csatornába áthalmozódott homok vastagságát 0,5 m-ben állapította meg.

A homokleplek kora arra utal, hogy a terület felszínét kizárólag a holocénben áthalmozódott futóhomokrétegek alkotják, és pleisztocén korú rétegek a felszíntől számított 1,5-2 méteres mélységig nem fordulnak elő, vagyis a terület mai felszínének kialakításában elsősorban a holocénben zajló (antropogén eredetű) deflációs folyamatok játszottak szerepet. Ez némileg ellentmond a korábban elfogadott elméletekkel (Borsy 1977, 1991, Lóki 2009), melyek szerint a Duna-Tisza közén előforduló homokformák szinte kivétel nélkül a pleisztocén száraz klímáján jöttek létre, hiszen a bugaci feltárás teljes hosszában kizárólag a holocén során akkumulálódott homokleplek találhatók. A homokleplekből felépülő gerinc kiterjedése (0,4 km²) arra utal, hogy a holocénben zajló, antropogén eredetű deflációs folyamatok annak ellenére, hogy rövid ideig tartottak, jelentős számú és méretű formát hoztak létre a homokvidék délkeleti peremén. Noha a korábbi kutatások több esetben is utaltak holocén futóhomok-mozgásokra, véleményem szerint a holocénben zajló – rendszerint agrogén eredetű – gyors és intenzív folyamatok jelentőségére a 21. sz. elejéig nem irányult kellő figyelem.

6.2 A szántóföldi művelés során létrejövő mikroformák vizsgálatának eredményei

A szántóföldi művelés hatására létrejövő (agrogén és hidrotechnogén) formák vizsgálatát a Dél-Tisza völgy bal parti ártéri területein (0,1, illetve 77 km²-es területeken) végeztem terepi magasságmérések, térinformatikai és talajtani módszerek alkalmazásával. Vizsgálataim során két fő mikroforma – a szántás hatására kialakuló bakhát, és a csatornák kiásásakor létrehozott csatornasánc (depónia) – morfológiai paramétereit (magasság, szélesség, lejtésviszonyok) vizsgáltam és a formák lefolyás-módosító hatását értékeltem.

Mérési eredményeim szerint – a szántás során létrejövő – bakhátak átlagosan 0,09 m magas és 28 m széles (másodlagos) formák, de a nagyobbak akár 0,19-0,26 m magasak és 60-100 m szélesek is lehetnek. A bakhátak Lal (1990), Birkás et al. (1998), illetve Tóth (2006) alapján általában 10-30 cm magas formák, vagyis az általam vizsgált bakhátak valamivel alacsonyabbak, mint a korábbi kutatásokban leírtak. A bakhátak átlagos sűrűsége méréseim szerint 35 km/km², de többirányú szántás esetében ennél valamivel sűrűbben is elhelyezkedhetnek (39 km/km²). A mikroformák lefolyás-módosító hatásának számszerűsítésére bevezettem egy új paramétert, amit dolgozatomban magasság-relief aránynak nevezek. Ezt a paramétert a mikroforma magassága és a lejtésből eredő szintkülönbség (relief) hányadosaként határoztam meg, és értéke megadja, hogy adott magasság és lejtés mellett mekkora kiterjedésű lefolyástalan terület alakulhat ki. A bakhátak magassága a táblák természetes reliefének átlagosan 2,5-szerese, ami komoly lefolyás-módosító hatást eredményezhet. Méréseim szerint nagyobb magasság-relief arányú (> 1) bakhátak nagyobb reliefű (> 200 cm/km) területeken is megjelennek, vagyis a bakhátak a természetes lejtésviszonyoktól függetlenül akadályozhatják a felszíni vizek lefolyását.

A lefolyás tekintetében a bakhátak elhelyezkedésük alapján a lefolyást ellentétes módon befolyásolhatják, hiszen míg a tábla lejtésirányával párhuzamosan futó szántásnyomok vízvezető szerepet látnak el, addig a lejtésre merőleges bakhátaknak vízvisszatartó funkciója

van. A szántásnyomok általában a tábla lejtésével közel párhuzamosak, vagyis a szántásnyomok jellemzően vízvezető szerepet töltenek be, de a vizsgált terület kb. 14 %-án (3,5 km²) a lejtésre merőleges irányú bakhátakat is azonosítottam, melyek a lefolyást akadályozzák. Emellett a terület 19 %-án olyan táblák találhatók, ahol a szántást több irányból végzik, így a bakhátak a táblákat paralelogramma alakú lefolyástalan egységekre darabolják fel. A bakhátak lefolyás-lassító szerepére Tóth (2006) utal, a gyepterületeken végzett un. skatulyázás kapcsán, míg szántók esetében Patay és Montvajszi (2011) a belvízfoltok sávos mintázatából következtet a szántásnyomok belvív-képző hatásaira. A domborzat és a belvív kapcsolatának vizsgálata a legtöbb tanulmányban csak nagyobb léptékben (1:10000 – 1:25000) valósult meg (Rakonczai et al. 2001, Tóth et al. 2004, Körösparti és Bozán 2010), így az agrogén (és hidrotechnogén) mikroformák szerepe sokáig figyelmen kívül maradt annak ellenére is, hogy gyakran még a kisebb méretarányú belvíztérképeken is látható, hogy a mikrodomborzat (pl. utak, vasutak, csatornák mentén) meghatározza az elöntések alakját és kiterjedését.

A csatornák anyagából létrehozott kiemelkedések (csatornasáncok) lefolyás-módosító szerepe még a bakhátakénál is nagyobb, mivel lényegesen magasabb, átlagosan 0,4 m magas és 18 m széles formákról van szó, melyeknek a magasság relief aránya átlagosan 4,5, vagyis a táblák természetes reliefénél jóval magasabbak. A csatornasáncok szinte valamennyi csatorna mentén (32,1 km – 85 %) megtalálhatóak, és az esetek többségében (28,4 km – 76 %) a csatornának mindkét oldalát kísérik kiemelkedések. Azok a csatornaszakaszok, melyeket nem kísérik csatornasáncok általában természetes medrek mentén helyezkednek el, azonban ezeknek a csatornaszakaszoknak az aránya mindössze 14 %-a (5,5 km).

A csatornasáncok paramétereinek eltéréseiből arra következtetek, hogy egyes esetekben utólagosan átformálódtak, amit a csatornák nagyon eltérő szimmetriaviszonyai is tükröznek. Véleményem szerint a szimmetria vagy aszimmetria mértéke utalhat arra, hogy a kiemelkedéseknek szántak-e vízvédelmi funkciót – megakadályozandó a csatornából a táblára történő kiöntést – hiszen ebben az esetben a két formának hasonló paraméterekkel kellene rendelkeznie. A szimmetrikus és egyes közel-szimmetrikus csatornák a táblák lefolyása szempontjából mindkét oldalról **elzárt** medrűek, mivel csatornasáncuk egyforma mértékben képesek a vizet visszatartani. Az aszimmetrikus csatornák esetében azonban jelentősen változhat a csatornasáncok lefolyás-módosító hatása annak függvényében, hogy a magasabb sánc a csatorna melyik oldalán helyezkedik el. Azokat a csatornákat, melyeknél a lefolyást jobban gátoló (magasabb) csatornasánc a csatorna magasabban elhelyezkedő oldalán húzódik, **felülről zárt** csatornáknak neveztem el, mivel ezeken a csatornaszakaszokon a nagyobb forma van a lefolyás útjában. Ezzel szemben amennyiben a magasabb csatornasánc a csatorna alacsonyabb oldalán húzódik, illetve a csatorna magasabban elhelyezkedő oldalán nincs csatornasánc, a meder a lefolyás szempontjából **alulról zárt**. Ilyenkor a csatorna irányába érkező víz alacsonyabb akadályba ütközik, magányos csatornasánc esetén pedig akadály nélkül eljut a csatorna medréig. Vizsgálataim szerint a csatornák 13 %-a (4,9 km) elzárt, vagyis mindkét oldalukon rossz a lefolyási lehetőség. Az aszimmetrikus csatornák legnagyobb része (22 km – a vizsgált terület 59 %-án) alulról zárt, azonban a csatornasáncok magasságának különbsége nem túl nagy (az átlagos eltérés kb. 0,1 m), amiből arra következtetek, hogy az aszimmetria nem tudatos tervezési munka eredményeként jött létre, hanem a csatornák kialakítási módja, illetve utólagos antropogén hatások (pl. kotrás, taposás, szántás) alakították ki. Méréseim alapján a lefolyás szempontjából legkedvezőbb, mindkét oldalról **nyitott** medrű csatornák a vizsgált szakaszoknak mindössze 14 %-át (5,5 km) adják.

A felszíni lefolyást, illetve a víz szántott rétegben történő elszívárgását tehát a csatornasáncok és a bakhátak is gátolhatják, vagyis véleményem szerint ezek a – mindössze 0,1-0,4 m magas – mikroformák fontos szerepet játszhatnak összegyülekezési eredetű belvízi elöntések kialakulásában. Ez egyezik Rakonczai (2012) belvív-képződéssel kapcsolatos

elképzeléseivel, miszerint az elöntések gyakran néhány tíz cm-es mikrodomborzati különbségekhez köthetők, ugyanakkor felveti a mikrodomborzat terminus definiálásának problémáját, mivel ez a fogalom a belvízkutatások kapcsán gyakran jóval nagyobb léptékben (pl. 100 m-es felbontás mellett – Túri és Szabó 2012) jelenik meg.

A mikroformák lefolyás-módosító szerepét kifejezettebbé teszi, hogy a művelt területek talajainak tömörebb rétegei rendkívül alacsony (0,1-1 mm/h) hidraulikus vezetőképességgel rendelkeznek, ami két nagyságrenddel alacsonyabb, mint az agyag Várallyay et al. (1980) által megadott hidraulikus vezetőképessége (60 mm/h). Ráadásul vizsgálataim szerint a tömör talajrétegek követik a mikrodomborzat futását, így meggátolják a lazább szerkezetű rétegekben történő oldalirányú vízmozgást. A vizet rosszul vezető (pl. eketalp-) rétegekről korábban nem volt ismert, hogy futásuk követi a mikrodomborzatot, így az eketalp réteg ezen szerepe sem volt értékelve a belvízkutatások során.

A bakhátak és csatornasáncok lefolyás-módosító szerepe némileg eltér, hiszen míg a csatornasáncok minden esetben a csatornák mentén okoznak elöntést, a bakhátak akár a táblák magasabb részeit is lefolyástalanná tehetik, így a köztük húzódó ekebarázdákban gyűlhet össze a víz. A bakhátak a táblák egyes részvízgyűjtőit **kapcsolják szét**, melynek következtében egymástól elkülönülő belvízfoltok jelenhetnek meg a táblák különböző részein. Ezzel szemben a csatornasáncok miatt a tábla és a csatorna medre kerül **szétkapcsolt állapotba**, így megszűnik a csatorna vízelvezető funkciója. A bakhátak miatt lefolyástalanná vált terület kiterjedése 3,4 km² (a vizsgált terület 14 %-a), míg a csatornasáncok a táblák területének 16 %-át (4,0 km²) hozzák szétkapcsolt állapotba, ráadásul a táblák 8 %-án (1,9 km²) mindkét forma akadályozza a lefolyást, ezáltal kedvezőtlen hatásuk ezeken a területeken összeadódhat. Tehát lefolyástalan területek jelentős része csatornák mentén helyezkedik el, ahol műholdfelvételek alapján tekintélyes számú és méretű belvízfoltok alakulnak ki, vagyis a csatornák szerepe a mellettük húzódó sáncoknak köszönhetően megkérdőjelezhető. A csatornasáncok mellett a rosszul elhelyezett csatornák futása is eredményezheti lefolyástalan területek kialakulását, mivel a természetes lefolyási irányokat a csatorna menti kiemelkedések megszakítják, így a korábban jó lefolyással bíró részvízgyűjtő területek kapcsolata megszűnik, és belvízi elöntés alakulhat ki.

A mikroformák lefolyás-módosító hatásának vizsgálata korábbi kutatásokban nem jelenik meg, feltehetően azért, mert nagyobb, modellezhető területekről korábban nem állt rendelkezésre megfelelő felbontású adat. Vizsgálataim eredményei azt igazolták, hogy érdemes lenne új távlatokat nyitni a belvízkezelésben, mivel a természetes domborzati viszonyok mellett jelentős hatása van az agrogén, illetve a hidroteknogén eredetű felszíninformálásnak is a belvizek kialakulásában. Tehát egy új típusú – a természetes lefolyás és az antropogén mikroformák együttes vizsgálatán alapuló – megközelítés lenne szükséges, mely feltárja, hogy az adott beavatkozások (szántás, csatornaépítés) hogyan módosíthatják a síkvidéki területek természetes lefolyás-viszonyait.

A szántásnyomok jelentősége a terület használatának intenzitásával és időtartamával arányosan növekszik, hiszen bár a planáció során a táblák természetes szintkülönbségei egyre csökkennek, a mikroformák magassága hozzájuk viszonyítva egyre nő, vagyis az idő előrehaladtával a bakhátak és az ekebarázdák a táblák lefolyását meghatározó formákká válhatnak. A tápai-réti mintaterületen szántóföldi művelés csak a terület ármentesítését (1855-1867) követően jelenhetett meg, vagyis a táblák legnagyobb része legfeljebb egy évszázad óta van művelés alatt. Ha figyelembe vesszük, hogy az 1960-as években a nagyüzemi mezőgazdaság megjelenésével valószínűleg a táblaszerkezet is átalakult, elmondható, hogy a bakhátak és ekebarázdák kora fél évszázadnál nem több. Ezzel szemben a nagyobb csatornákat már az ármentesítések idejében alakították ki, vagyis a mellettük húzódó csatornasáncok megközelítőleg 120-130 évesek, bár a Kéró-ér mentén 160 évesnél idősebb kiemelkedéseket (un. vontatóutakat) is azonosítani tudtam. A szántásnyomok, valamint a

csatornák mentén húzódó kiemelkedések lefolyásgátló szerepe a modern terepi, illetve távérzékelte adatok hiányában az elmúlt évtizedig ismeretlen volt. Megítélésem szerint ez az oka annak, hogy a mikrodomborzat napjainkra is megoldatlan agronómiai és vízügyi problémákat okoz.

Az antropogén mikrodomborzat hatására kialakuló belvízi elöntések problémájának megoldása véleményem szerint csak komplex módon – agrotechnikai, vízrendezési, területhasználati, illetve klimatikus szempontok szerint – valósulhat meg. Agrotechnikai szempontból fontos a szántásirány megfelelő kiválasztása, ezáltal elkerülhetővé válik, hogy a táblák lefolyástalanná váljanak. A csatornasáncok kedvezőtlen hatásának megszüntetése a csatornaépítési gyakorlat megváltoztatása útján valósítható meg, pl. a csatorna anyagának a csatorna megfelelő (alacsonyabb) oldalán történő elhelyezésével, esetleg a sáncok szakaszosan történő kialakításával. Az új csatornák kialakítása kapcsán figyelembe kell venni a terep természetes lefolyásviszonyait, ugyanakkor a jelenleg rossz állapotban lévő csatornák rendezése is szükséges. A belvízkár mérséklésére a területhasználat módosítása is célszerű – bár gazdaságilag nehezen kivitelezhető – megoldás lehet, hiszen ezáltal az elöntések nem okoznak gazdasági kárt, ráadásul a táj diverzitása is nőhet. Végezetül a mikroformák által visszatartott többletvíz gazdasági jelentőségének újragondolása is fontos, hiszen az egyre gyakrabban jelentkező aszályok miatt a visszatartott többletvíznek kedvező hatása is lehet.

6.3 A szőlőtermesztés hatására átalakuló felszín vizsgálatának eredményei

A Szekszárdi-dombság északkeleti vízgyűjtőinek (Parászta-, Bartina- és Csatári-völgy) területén (14,8 km²) terepi felmérésekkel és térinformatikai módszerekkel határoztam meg a szőlőművelés hatására kialakult formák morфомetriai paramétereit, illetve az ezek által módosított lefolyást és eróziós folyamatokat.

Az irodalmi adatok alapján a területen hosszú ideje (i.sz. 4. századtól) folyik szőlőművelés, mely a leírások szerint a 13. századtól folyamatos, de a *szőlőterületek térbeli alakulása* részletes térképeken csak a 19. századtól követhető nyomon. Vizsgálataim szerint a vízgyűjtőkön a szőlőterületek kiterjedése az 1860-as években 10,8 km² (73 %) volt. A 19. sz. végén a vizsgált vízgyűjtők csaknem egészét egybefüggő szőlőterület borította és már megjelentek a löszszakadékok is. A szőlőterületek kiterjedése a 20. sz. közepéig számottevően nem változott, de az 1960-as évek végére a korábban egységes szőlők területe jelentősen lecsökkent (73 %-ról 35 %-ra) és fragmentálttá vált. Később, 1971-2007 között a szőlők összterülete 51 %-ra (7,47 km²) növekedett. Az adatok azt mutatják, hogy 1-2 évtized alatt nem csupán nagy területet telepítettek be (1,4 km² – 19 %), de korábbi szőlőterületeket fel is hagytak (1,2 km² – 17 %). A szőlő- és erdőterületek változása hasonló trendet mutat Magyarország más területein is (pl. Káli-medence – Szilassi 2003), azonban a kutatók rendszerint nem térnek ki arra, hogy egyes területeket az idő múlásával akár többször is használatba vettek. A szőlőtelepítések során gyakori volt a korábbi parlagterületek újbóli használatba vétele. Ez véleményem szerint azt eredményezte, hogy a műveléssel járó felgyorsult eróziós folyamatok mellé egyre gyakrabban társult a teraszok exkavációjával és egyéb földmunkákkal járó többlet-erózió, ami nagymértékben felgyorsította a felszínpusztulás mértékét.

A *völgymorфомetriai vizsgálatok* eredményei szerint a Szekszárdhoz legközelebb elhelyezkedő Bartina-völgy vízgyűjtője morфомetriai paramétereit tekintetében különbözik a tőle északra és délre lévő két vizsgált vízgyűjtőtől. A Bartina-völgy kisebb területű részvízgyűjtőkre darabolódott, emellett oldalvölgyeinek esésviszonyai is eltérőek. A völgytalpak és a völgyközi háta homorúság indexeinek értéke a Bartina-völgy Szekszárd melletti oldalvölgyei esetében magasabb, mint a többi részvízgyűjtőn, ami arra utal, hogy a völgytalpak és a gerincek is nagyobb mértékben vágódtak hátra. A völgyközi háta futásához viszonyított térfogat alapján a Bartina-völgy oldalvölgyei látszólag kisebb mértékben

erodálódtak ki, mint a többi részvízgyűjtő. Azonban a Bartina-völgy gerincei nagyobb mértékben pusztultak le, ezért a kisebb hiányzó térfogat azt jelzi, hogy az oldalvölgyek közötti gerincek is lepusztultak, feltehetően a Szekszárdhoz közeli intenzívebb művelés okozta talajerózió, a földmunkák (pl. teraszok kialakítása) és a közlekedés (mélyutak felnyílása) hatására. Erre utal, hogy a legtöbb túlmélyült (felhagyott) **mélyút** is Szekszárd közelében található.

Vizsgálataim szerint a vízgyűjtőkön a **mélyutak** sűrűsége $1,72 \text{ km/km}^2$, és a mélyutak kialakulásával és túlmélyülésével máig összesen kb. 0,8-1 millió m^3 anyag erodálódott le, ami – figyelembe véve, hogy a legtöbb mélyút az 1800-as évek közepétől fejlődik – kb. 2,4-szer nagyobb, mint Jakab (2008a) vízmosások mentén mért eróziós értéke (34 év alatt 435 ezer m^3). A mélyutak előfordulása és mérete nem függ a lejtőviszonyoktól, illetve vízgyűjtőterületük kiterjedésétől, vagyis fejlődésüket elsősorban az emberi hatás mértéke határozta meg, ami egybevág Jakab (2008b) elképzeléseivel a mélyutak fejlődését illetően. A mélyutakat az 1980-as években lebetonozták, így mélyülésük megszűnt, azonban oldalfalaik az omlások révén továbbra is pusztulnak, amely $0,47 \text{ t/ha/év}$ anyagvesztéssel jelent. Az omlásokon túl a mélyutak és a dűlőutak hálózata komoly hatással van a felszíni lefolyásra is, amely következtében a vízgyűjtő összegyűlekezési ideje lerövidül. A 2010. június 18-i nyári zápor modellezésének eredményeképpen a lefolyási idő a három vízgyűjtőn a mélyutak lefolyás-koncentrálnó hatása miatt 1-3 perccel csökken. A csökkenés oka az útburkolatok alacsonyabb érdessége, amely a mélyutak mentén nagymértékben (kb. 100 %-kal) növeli a lefolyás sebességét. De nagy szerepe van a mélyutak futásirányának is, mivel azok sok esetben vízválasztókat is keresztülvágnak. A villámárvizekkel foglalkozó korábbi tanulmányok általában az áradás hidrológiai körülményeit (szélsőségesen nagy csapadék) vizsgálja (Szlávik 2005, 2007, Czigány et al. 2010), azonban a domborzati változások (pl. a mélyutak) szerepe nem kutatott.

A **teraszfelszíneken** végzett morfológiai vizsgálatok szerint a Baranya-völgy szőlőteraszai területüket tekintve túlméretezettek, mivel 4-8 szőlősor (20-32 m-es szélesség) helyett gyakran 9-12 sorban művelik a szőlőt (kb. 50 m-es szélesség), ami csökkenti a teraszok erózióval szembeni ellenálló képességét. Emellett a teraszok jelentős részén csak kis mértékben csökkentették felszín természetes lejtését ($8-10^\circ$) és a terasz keresztirányú lejtése továbbra is magas maradt ($5-8^\circ$), miközben a teraszok jelentős hosszirányú lejtéssel ($0,3-5,2^\circ$) is rendelkeznek. Mivel a teraszok között a lefolyást vízelvezető árkokkal nem biztosítják, könnyen megindulhat az erózió a terasz felszínén. Hasonló hatást eredményez a teraszok helyének rossz megválasztása is, hiszen a lejtőket tagoló természetes völgyekre merőlegesen futó teraszfelszínek (homorú teraszok) is kialakításra kerültek. Ezen teraszok középső (legalacsonyabb) részén vonalas erózió alakulhat ki.

A teraszok felszínét számos **mikroforma** (mikroterasz, bakhát) tagolja. Ezek a formák 7-20 cm magasak és átlagosan 30 cm szélesek, és – a teraszfelszínen hosszirányban történő lefolyás elősegítése révén – nagymértékben (akár háromszorosára) növelik a homorú teraszok közepén lefolyó víz mennyiségét. A 0,25 m mély és 1 m széles barázda alakja és lépcsősen futó esésgörbéje alapján arra következtettek, hogy a barázdát a művelés során időről időre betemetik, azonban ezzel csak a parcella művelhetőségét biztosítják, de a barázda újbóli kialakulásának lehetősége továbbra is fennáll, ami barázdás-árkos erózióhoz vezethet. A löszterületek mezőgazdasági teraszain megjelenő szuffóziós formák jól kutatottak (Kerényi 1983, 1990, Boros 1995), azonban az agrogén mikrodomborzat lefolyás-módosító hatásait korábban még nem számszerűsítették.

A teraszok felszínének jelentős lejtése azt eredményezi, hogy nagymértékű **talajerózió** ($8,9-22,8 \text{ t/ha/év}$) sújtja felszínüket, ami egy nagyságrenddel nagyobb mint Huszár (1999) és Kitka et al. (2008) más (mezőgazdasági) hasznosítású területekre számolt értékei. Modellezésem eredményei szerint a teraszok felszíne éves szinten 0,6-1,6 mm-t alacsonyodik,

azonban a szőlőtőkék kitakarodásának ütemére vonatkozó terepi mérés egy nagyságrenddel nagyobb mértékű (0,3-1,1 cm) alacsonyodást mutatott ki. Az eltérés egyik lehetséges oka, hogy a Bacsó (1970) által megadott átlagos éves eróziós potenciál értékének használata nem időszerű, hiszen az éves eróziós potenciált ($R=650 \text{ MJ*mm/ha/h/év}$) egyetlen nyári felhőszakadás is képes felülmúlni ($R=838 \text{ MJ*mm/ha/h/év}$), ráadásul az utóbbi három évben ilyen heves felhőszakadások évente többször is előfordultak. A teraszok kialakításának problematikája véleményem szerint azonban nem a továbbra is gyors ütemű talajerózióban csúcsosodik ki, hanem abban, hogy az agrogén hatásra felgyorsuló eróziót minden esetben nagymértékű *exkaváció* előzi meg. Ez méréseim szerint egyes teraszok esetében (kb. 1,4 ha-on) akár $1-1,5 \text{ m}^3/\text{m}^2$ (14-21 ezer t/ha) direkt antropogén lepusztulást eredményezett, vagyis a művelést megelőző földmunkák három nagyságrenddel nagyobb mértékben alacsonyítják le a dombság felszínét, mint a művelés egy év alatt.

Összességében tehát elmondható, hogy a szőlőművelés következtében létrejövő formák és folyamatok miatt a felszín pusztulásának üteme a Szekszárdi-dombság területén jelentős mértékben felgyorsult, így napjainkra már a dombság képét is átalakította. A kedvezőtlen helyzetet véleményem szerint tovább rontja a területhasználat gyors váltakozása, melynek következtében a direkt antropogén beavatkozások, az agrogén formák és folyamatok hatására felgyorsuló talajerózió és lefolyás egymást kiegészítve még intenzívebbé teszik a felszínpusztulás ütemét. A problémák egyes formák és folyamatok (pl. az évszázados múltú mélyutak) kapcsán nehezen kezelhetők (esetleg a löszfalak stabilizálása útján), így a szőlőtermelés hatásainak orvoslása mindenképpen a teraszok helyes kivitelezésében (pl. domború v. egyenes felszínű és alacsonyabb lejtésű teraszok építése útján), valamint a művelési módszerek helyes megválasztásában keresendő.

6.4 Következtetések

Legfontosabb kutatási eredményemnek azt tartom, hogy a modern terepi és térinformatikai eszközök segítségével olyan agrogén formákat és folyamatokat térképezhettem és modellezhettem, amelyek vizsgálatára – megfelelő felbontású adatok hiányában – korábban nem volt lehetőség. Az eredményeim azt mutatják, hogy a vizsgált mezőgazdasági tevékenységek – jellegüktől függetlenül – jelentős mértékben alakítják át a felszínt, nagy számú és jelentős méretű formákat hoznak létre, és rendszerint a felszín planációjához vezetnek. Ugyanakkor mikroléptékben komoly reliefkülönbségek is létrejönnek, melyek a természetes folyamatokat gyorsítva, illetve módosítva komoly környezeti problémákat idéznek elő. A legfontosabb felmerülő problémának a termőhelyi adottságok romlását és a termőterületek csökkenését tartom. Az agrogén eredetű homoklepel képződés során egyrészt eltemetődtek a humuszos talajrétegek, illetve a felszín nivellálódásával megszűntek azok a természetes mélyedések, melyek korábban összegyűjtötték és visszatartották a homoktalajok vízháztartását javító felszíni vizeket, ami véleményem szerint az egyébként is száraz homokvidéken jelentős környezeti problémát jelenthet. A táblás szántóföldi művelés, illetve a szőlőtermesztés nagyobb léptékben (vízgyűjtő szinten) ugyancsak a felszín planációját eredményezi, azonban ezeken a területeken nagyszámú és jelentős méretű (mikro)forma is létrejön. Ezek a formák síkvidéki területeken meggátolják a felszíni lefolyást, így összegyülekezési eredetű belvízi elöntés eredményezhetnek, ami adott évben rontja a termés hozamot, hosszútávon pedig a talaj degradációjához (Kun et al. 2012) vezethet. A dombvidéki területeken az antropogén felszínformák a lefolyást koncentrálnak vízgyűjtő szinten hozzájárulnak a villámárvizek kialakulásához, mikro-léptékben pedig felgyorsítják a vonalas eróziós folyamatokat.

Irodalom

- Aase, J.K. – Pikul, J.L. 1995: Terrace formation in cropping strips protected by tall wheatgrass barriers, *Journal of Soil and Water Conservation*, 50. 1., 110-112.
- Ádám, L. 1964: A Szekszárdi-dombvidék kialakulása és morfológiája, *Földr. Tan.*, 2., 83.
- Ádám, L. 1967: A Szekszárdi-dombvidék talajtakarójának pusztulása, *Földr. Ért.*, 16., 451-469.
- Ádám, L. 1975: Az antropogén tevékenység felszínformáló hatása a Tolnai-dombságra, *Földr. Értesítő* 24. 2., 159-168.
- Ádám, L. 1981: A Tolnai-dombság – In: Pécsi, M. (szerk.): *A Dunántúli-dombság (Dél-Dunántúl)*, Akadémiai Kiadó, Budapest, 117-124.
- Aitken, M.J. 1998: *An introduction to optical dating*, Oxford University Press, Oxford, 266.
- Ambers, R.K.R – Druckenbrod, D.L. – Ambers, C.P. 2006: Geomorphic response to historical agriculture at Monument Hill in the Blue Ridge Foothills of Central Virginia, *Cat.* 65., 49-60.
- Ambrózy, P. – Bihari, Z. 2010: A Szekszárdi-dombság éghajlata – In: Dövényi, Z. (szerk.): *Magyarország kistájainak katasztere*, 2. kiadás, MTA FKI, Budapest, 504-505.
- Andó, M. 1969: Alsó-Tisza vidék – A domborzat kialakulása és mai képe – In: Pécsi, M. (szerk.): *A tiszai Alföld*, Akadémiai Kiadó, Budapest, 142-146.
- Andó, M. 1984: Hódmezővásárhely természeti földrajza – In: Nagy, I. (szerk.): *Hódmezővásárhely története*, Hódmezővásárhely, 55-111.
- Andó, M. 1996: Mindszent természeti földrajza – In: Juhász Antal (szerk.): *Mindszent története és népélete*, Mindszent Város Önkormányzata, Mindszent, 20-30.
- Bacsó, N. 1970: Bevezetés az agrometeorológiába, *Mezőgazdasági Kiadó*, Budapest.
- Bagaméry, G. 1989: Nyárfatermesztési bemutató, *Erdészeti Lapok*, 551-552.
- Balassa, I. 1982: *Magyar néprajz (Hungarian ethnography)*, Corvina Kiadó, Budapest, 214-216.
- Barton, R. F. 1919: *Ifugao Law*, University of California Publications in American Archaeology and Ethnology 15., 1-186.
- Bateman, M.D. – Godby, S.P. 2004: Late-Holocene inland dune activity in the UK: a case study from Breckland East Anglia, *The Holocene*, 14., 579-588.
- Bauer, F. – Cserni, I. 2002: Növénytermesztés és tápanyag-gazdálkodás a Duna-Tisza közeli lepelhomok talajokon. Tartamkísérletek, *Tájtermesztés*, Debrecen, 91-96.
- Benjamin, J.G. – Blaylock, A.D. – Brown, H.J. – Cruse, R.M. 1990: Ridge tillage effects on simulated water and heat transport, *Soil Tillage Res.* 18., 167-180.
- Bennett, H.H. 1955: *Elements of soil conservation*, McGraw-Hill, New York, 358.
- Benyhe, B. – Kiss, T. 2010: Investigation on catchment-scale relief development - a case study on Szekszárd Hills, Hungary, *Journal of Environmental Geography*. 3. 1-4., 1-9.
- Benyhe, B. – Kiss, T. 2011: Felszínpusztulás modellezése térinformatikai módszerekkel a Szekszárdi-dombság területén – In: Lóki, J. (szerk.): *Az elmélet és a gyakorlat találkozása a térinformatikában II.*, Kapitális nyomdaipari Kft., Debrecen, 451-459.
- Benyhe, B. – Kiss, T. 2012: Morphometric analysis of agricultural landforms on lowland plough-fields using high resolution digital elevation models, *Carp. Journ. of Earth and Env. Sciences.*, 71-78.
- Benyhe, B. – Kiss, T. – Sipos, Gy. – Deák, A. – Knipl, I. 2012: Emberi hatásra átalakuló felszín vizsgálata egy bugaci régészeti feltárás területén – In: Kreiter, A. – Pető, Á. – Tugya, B. (szerk.): *Környezet-Ember-Kultúra, Az alkalmazott természettudományok és a régészet párbeszéde*, MNM NÖK, Budapest, 45-54.
- Beresford, M. W. 1948: Ridge-and-furrow and the Open Fields, *Economic History Review*, 2nd Series, 1., 34-45.
- Bertolini, D. – Galetti, P.A. – Drugowich, M.I. 1989: Tipos e formas de terraços – In: *Simpósio sobre terraceamento agrícola*, Campinas, SP. Anais. Fundação Cargill, Campinas, 79-98.

- Beyer, H.O. 1955: The Origins and History of the Philippine Rice Terraces, Proceedings of the Eight Pacific Science Congress, 1953., National Research Council of the Philippines, Quezon City, 387-398.
- Birkás, M. – Gyuricza, Cs. – Percze, A. – Szalai, T. 1998: Kísérletek a kukorica bakhátas termesztésével barna erdőtalajon, *Növénytermelés*, 47. 5., 559-571.
- Birkás, M. – Stingli, A. – Farkas, Cs. – Bottlik, L. 2009: Összefüggés a művelés eredetű tömörödés és a klímakárok között, *Növénytermesztés* 58/3. 5-26.
- Blaskó, L. – Czimbalmos, R. – Óri, N. – Lengyel, H. 2011: Domborzattól függő C-készlet alakulása a szikes gyepek talajában – In: Lóki, J. (szerk.): *Az elmélet és a gyakorlat találkozása a térinformatikában II.*, 35-42.
- Boris, K. 1978: The destruction of nature in the Soviet Union, Pluto Press, London, 150.
- Boros, Á. 1940: Az állatok taposásának térszínalakító tevékenysége, *Földrajzi Közl.* 68., 180-182.
- Boros, L. 1993: Jelenkori szoliflukciós folyamatok vizsgálata löszös térszíneken, *Földr. Közlöny*, 67. 2., 87-99.
- Boros, L. 1995: Adatok a lösz pusztulásának egy sajátos formájához, *Földr. Ért.*, 44. 1-2., 53-70.
- Boros, L. 2003: Földrajzi környezetünk egyik problémája: a talajpusztulás – In: Csorba, P. (szerk.): *Környezetvédelmi mozaikok, Tiszteletkötet Dr. Kerényi Attila 60. születésnapjára*, Tájvédelmi és Környezetföldrajzi Tanszék, Debreceni Egyetem, 33-44.
- Borsy, Z. 1977: A Duna-Tisza közti hátság homokformái és a homokmozgás szakaszai – In: Tóth, J. (szerk.): *Alföldi Tanulmányok*, Dürer nyomda, Békéscsaba, 43-58.
- Borsy, Z. 1990: Evolution of the alluvial fans of the Alföld – In: Rachocki, A.H. – Church, M. (eds.): *Alluvial fans: Field Approach*, Wiley and Sons, 229-246.
- Borsy, Z. 1991: Blown sand territories in Hungary, *Z. Geomorph. N.F.* 90., Berlin, 1-14.
- Borsy, Z. 1993: A lösz- és a löszterületek formakincse – In: Borsy Z. (szerk.): *Általános természeti földrajz*, Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest, 594-615.
- Boruzs, G. 2008: Az ásatthalmi erdészeti tervezési körzet második erdőterve, 113-115.
- Böse, M. – Brande, A. 2000: Regional patterns of Holocene sand transport in the Berlin-Brandenburg area – In: Dulias, R. – Pelka-Gosciniak, P. (eds.): *Aeolian Processes in Different Landscape Zones*, University of Silesia, Sosnowiec, 51-59.
- Boussingault, J. B., 1845, Rural economy, Baillière, London, 496-499.
- Brevik, E.C. 2010: Collier Cobb and Allen D. Hole: Geologic mentors to early soil scientists, *Physics and chemistry of the Earth*, 887-894.
- Brierley, G. – Stankoviansky, M. 2002: Geomorphic responses to land use change: lessons from different landscape settings, *Earth Surface Processes and Landforms*, 27., 339-41.
- Brown, E.H. 1970: Man shapes the Earth, *The Geographical Journal*, 74-85.
- Brunsdon, D. 2001: A critical assessment of the sensitivity concept in geomorphology, *Catena* 42., 99-123.
- Budai-Balogh, T. – Horváth, Z. 2007: Óskori telep és római kori árokrendszer nyomai Törökkőn, *Aquincumi Füzetek* 13., 36-48.
- Bulla, B. 1954: Általános természeti földrajz, II. kötet, Tankönyvkiadó, Budapest, 290-293.
- Büdel, J. 1948: Das System der klimatischen Morphologie, *Tagungsber. u. wiss. Abh., Dt. Geographentag*, München, 65-100.
- Centeri, Cs. – Pataki, R. 2003: A talajerodálhatósági értékek meghatározásának fontossága a talajvesztés tolerancia értékek tükrében, *Tájökológiai Lapok*. 1. (2), 181-192.
- Cholnoky, J. 1922: Néhány vonás az Erdélyi-medence képéhez, *Földr. Közl.*, 107-122.
- Cholnoky, J. 1926: A földfelszín formáinak ismerete, Budapest, 295.
- Chow, T.L. – Rees, H.W. – Daigle, J.L. 1999: Effectiveness of terraces grassed waterway systems for soil and water conservation: a field evaluation, *Journ. of Soil and Wat. Cons.* 54.3., 577-583.
- Claval, P. 2004: The reception of American geography in France: Enthusiasm, indifference, and critical perspectives, *GeoJournal*, 59., 3-8.

- Coones, P. – Patten, J. H. C. 1986: The Penguin guide to the landscape of England and Wales, Penguin Books, Harmondsworth, 348.
- Costa, J.E. 1975: Effects of agriculture on erosion and sedimentation in the Piedmont province, Maryland. Bulletin of the Geological Society of America, 86., 1281-1286.
- Csorba, P. – Novák, T. 2003: Veränderungen der Landschaftsstruktur und Landnutzung in Ungarn nach dem EU-Beitritt – in: Bastian, O. – Grunewald, K. – Schanze, J. – Syrba, R. U. – Walz, U. (Hrsg.): Bewertung und Entwicklung der Landschaft, Ergebnisse der Jahrestagung IALE-Deutschland 2002 in Dresden, - IÖR-Schriften, Band 40., 199-209.
- Csorba, P. – Zsadányi, E. 2003: Veränderungen des Charakteristikums der Naturnahen Vegetation in den Letzten 30 Jahren in dem Halbbecken von Bodrogheresztúr, Acta Geogr. Debrecina, 36., 121-140.
- Csorba, P. 2006: Agriculture: Cultivation on slopes – In: Szabó, J. – Dávid, L. – Lóczy, D. (szerk.): Anthropogenic geomorphology, A guide to man made landforms, Springer, New York, 83-94.
- Czigány, Sz. – Pirkhoffer, E. – Balassa, B. – Bugya, T. – Bötkös, T. – Gyenizse, P. – Nagyvárad, L. – Lóczy, D. – Geresdi, I. 2010: Villámárvíz, mint természeti veszélyforrás a Dél-Dunántúlon, Földr. Közl. 134. 3. 281-298.
- Davis, W.M. 1899: The Geographical Cycle, The Geographical Journal 14/5., 481-504.
- Dávid, L. – Ilyés, Z. – Baros, Z. 2006: Transportation and industry – In: Szabó, J. – Dávid, L. – Lóczy, D. (szerk.): Anthropogenic geomorphology, A guide to man made landforms, Springer, New York, 189-215.
- Dávid, L. 1995: A kőbányászat felszínformáló szerepe a Mátra-hegység területén, Acta Geographica Debrecina Tomus 33., 145-168.
- Dávid, L. 1998: A kőbányászati tevékenység felszínformáló szerepe és környezeti problémái – In: A társadalmi-gazdasági aktivitás területi-környezeti problémái, Geográfus Doktoranduszok I. Országos Konferenciája, JPTE, Pécs, 13-24.
- Dávid, L. – Karancsi, Z. 1999: Analysis of antropogenic effects of quarries in a hungarian basalt volcanic area, 2. International Conf. of PhD Students, Univ. of Miskolc, 91-100.
- Deák, J. Á. 2005: Landscape ecological researches in the western Marosszög (Hungary), Acta Climatologica et chorologica, 33-46.
- Denecke, D. 1969: Methodische Untersuchungen zur historisch-geographischen Wegforschung im Raum zwischen Solling und Harz, Göttinger Geographische Abhandlungen, Göttingen, 423.
- Denevan W. M. 2001: Cultivated landscapes of native Amazonia and the Andes, Oxford University Press, Oxford, 432.
- Descroix, L. – González Barrios, J.L. – Viramontes, D. – Poulenard, J. – Anaya, E. – Esteves, M. – Estrada, J. 2008: Gully and sheet erosion on subtropical mountain slopes: Their respective roles and the scale effect, Catena 72., 325-339.
- Donkin, R. A. 1979: Agricultural terracing in the Aboriginal New World, Wenner-Gren Foundation for Anthropological Research, University of Arizona Press, 198.
- Doolittle, W. 2000: Cultivated landscapes of native North America, Oxford University Press, Oxford, 574.
- Dorren, L. – Rey F. 2004: A review of the effect of terracing on erosion – In: van Asselen, S. – Boix-Fayons, C. – Imeson, A. (eds.): Briefing papers of the 2nd SCAPE Workshop, Cinque Terre, Italy, 97-108.
- Dömötör, S. 1954: Bakhátas szántás és a nyugat-magyarországi eketípusok, Néprajzi Értesítő 36., 149-164.
- Drake, L.D. 1983. Erosion control with prairie grasses in Iowa stripmine reclamation. In: Kucera C.L. (ed.) Proc. of the 7th North Am. Prairie Conf., Springfield, MO, 189-197.

- Dreibrodt, S. – Lubos, C. – Terhorst, B. – Damm, B. – Bork, H.R. 2010: Historical soil erosion by water in Germany: Scales and archives, chronology, research perspectives, *Quaternary International* 222., 80-95.
- Erdősi, F. 1966. A bányászat felszíninformáló jelentősége, *Földr. Közl.*, 14. 4., 324-343.
- Erdősi, F. 1969. Az antropogén geomorfológia, mint új földrajzi tudományág, *Földr. Közl.*, 77. 1., 11-26.
- Erdősi, F. 1976. A társadalom hatása a felszíndomborzatra, a vizekre és a klímára a Mecsek tágabb környezetében, kézirat, Pécs, 216.
- Erdősi, F. 1979. A délkelet-dunántúli természeti környezetet befolyásoló antropogén hatások összefoglaló értékelése, *Földr. Értesítő*, 28. 3-4., 307-338.
- Erdősi, F. 1987: A társadalom hatása a felszínre, a vizekre és az éghajlatra a Mecsek tágabb környezetében, Akadémiai kiadó, Budapest, 228.
- Evans, R. 1997: Soil erosion in the UK initiated by grazing animals, *App. Geo.* 17., 127-141.
- Eyre, S.R. 1955: The Curving Plough-strip and its Historical Implications, *Agricultural History Review*, 3. 2., 80-94.
- Fairbridge R.W. 1968: The encyclopedia of geomorphology, Reinhold B. C., N. York, 1295.
- Fekete, Zs. 1878: Az öntözés rövid története Magyarországon, *Gazdasági Mérnök*, 2-4.
- Fels, E. 1935: Der Mensch als Gestalter der Erde : ein Beitrag zur allgemeinen Wirtschafts- und Verkehrsgeographie, Leipzig, 206.
- Félegyházi, E. – Lóki, J. 2006: A lepelhomok vizsgálata a nyírségperemi területeken – In: Kiss, A. – Mezősi, G. – Sümeghy, Z. (szerk.): Táj, környezet és társadalom, Ünnepi tanulmányok Keveiné Bárány Ilona professzor asszony tiszteletére, SZTE, Szeged, 191-203.
- Foster, G.R. – McCool, D.K. – Renard, K. G. – Moldenhauer, W.C. 1981: Conversion of the USLE to SI metric units, *Journal of Soil and Water Conservation*, 355-359.
- Fream, W. 1893: Elements of agriculture, 5. edition.
- Fryirs, K. – Brierley, G.J. – Preston, N.J. – Kasai, M. 2007: Buffers, barriers and blankets: The (dis)connectivity of catchment-scale sediment cascades, *Catena* 70., 49-67.
- Fuchs, E. – Szathmáry, A. 1929: A bor, sör, szeszesitalok előállítása és szakszerű kezelése, Korvin Testvérek Grafikai Intézete, Budapest, 50-57.
- Gábris, Gy. – Telbisz, T. – Nagy, B. – Belardinelli, B. 2002: A tiszai hullámtér feltöltődésének kérdése és az üledékképződés geomorfológiai alapjai, *Vízügyi Közlemények* 84. 305-322.
- Gábris, Gy. 2003: A földtörténet utolsó 30 ezer évének szakaszai és a futóhomok mozgásának főbb periódusai Magyarországon, *Földrajzi Közlemények* 51., 1-14.
- Gábris, Gy. – Kertész, Á. – Zámbó, L. 2003: Land use change and gully formation over the last 200 years in a hilly catchment, *Catena* 50, 151-164.
- Gábris, Gy. 2007: Kapcsolat a negyedidőszaki felszínalakító folyamatok időrendje és az oxigénizotóp-rétegtan között – magyarországi lösz-paleotalaj-sorozatok és folyóvízi teraszok példáján, *Földtani közlöny* 137. 4., 515-540.
- Gallart, F. – Llorens, P. – Latron, J. 1994: Studying the role of old agricultural terraces on runoff generation in a small Mediterranean mountainous basin, *Journal of Hydr.*, 159. 1-4., 291-303.
- Gerasimov, I.P. – Armand, D.L. – Éfron, K.M. 1971: Natural resources of the Soviet Union: their use and renewal, W.H. Freeman, San Francisco, 349.
- Glacken, C. J. 1963: The growing second world within the world of nature – In: F. R. Fosberg (ed.), *Man's place in the island ecosystem*, Bishop Museum Press, Honolulu, 75-100.
- Golomb, B., – Eder, H. M. 1964: Landforms made by man, *Landscape*, 14, 4-7.
- Gottschalk, L.C. 1945: Effects of soil erosion on navigation in Upper Chesapeake Bay, *Geographical review*, 35., 219-38.
- Goudie, A. 1995: The changing Earth: Rates of geomorphological processes, Blackwell Scientific Press, Oxford, 302.
- Goudie, A. 2006: Human impact on the natural environment, Blackwell Pub., Malden, 356.

- Gönczy, S – Szalay, K. 2004: Geomorfológiai fogalomgyűjtemény, Kárpátaljai Magyar Pedagógusszövetség Tankönyv- és Taneszköztanácsa, Beregszász, 45.
- Haigh, M.J. 1978: Evolution of slopes on artificial landforms – Blaenavon, UK, University of Chicago, Dept. of Geography, Chicago, 293.
- Hajdú, Z. 2007: A földrajzi nihilizmus, a földrajzi determinizmus és a földrajzi posszibilizmus – In: Pap, N. (szerk.): A területfejlesztés földrajzi alapjai, Lomart Bt., Pécs, 39-53.
- Hatch, T. 1981: Preliminary results of soil erosion and conservation trials under pepper (*Piper nigrum*) in Sarawak, Malaysia – In: Morgan, R.P.C. (ed.): Soil Conservation: Problems and Prospects, John Wiley, Chichester, UK, 255-262.
- Hatházi, G. – Szende, K. 2003: Népek és kultúrák a középkori Magyarországon – In: Visy, Zs. (szerk.) Magyar régészet az ezredfordulón, NKÖM Teleki László Alap., Budapest, 388-397.
- Hézser, A. 1922: Az emberföldrajz fogalma és tárgyköre, Föld és Ember, 2., 16-34.
- Hooke, R.L. 2000: On the history of humans as a geomorphic agents, *Geology* 28., 843-846.
- Horváth, G. – Karancsi, Z. 2011: Intensity of the anthropogenic effects on a small landscape unit in North Hungary, *Zeitschrift fur Geomorphologie* 55., 37-50.
- Horton, R.E. 1916: Some better Kutter's formula coefficients, *Eng. News* 75/8., 373-374.
- Huenneke, L.F. – Sharitz, R. R. 1986: Microsite abundance and distribution of woody seedlings in a South Carolina cypress-tupelo swamp, *Am. Midland Nat.* 115, 328-335.
- Hunfalvy, J. 1884: A magyar birodalom természeti viszonyainak leírása, 3. kötet, Emich, Budapest, 489-629.
- Huszár, T. 1999: Talajerózió-becslés az EPIC-EROTRÓP módszerrel, *Földr. Ért.* 48. 1-2., 189-198.
- Ilyés, Z. 2001: Történeti földrajz – Tájvédelem – Tájtervezés (Alkalmazott történeti földrajzi megközelítés), Földrajzi Konferencia, Kiadványkötet, Szeged, 1-25.
- Ilyés, Z. 2006: A hadászat és a honvédelem antropogén geomorfológiai emlékei – In: Szabó, J. – Dávid L. (szerk.): Antropogén geomorfológia. Debrecen, Kossuth E. Kiadó, 231-256.
- Inbar, M. – Llerena, C.A. 2000: Erosion processes in high mountain agricultural terraces in Peru, *Mountain Research and Development*, 20. 1., 72-79.
- Jacks, G. V. – Whyte, R. O. 1939: The rape of the earth, Faber, London.
- Jakab, G. 2008a: A vonalas erózió folyamatának vizsgálata dombsági vízgyűjtőterületen – In: Kiss, T. – Mezősi, G. (szerk.): Recens geomorfológiai folyamatok sebessége Magyarországon, Egyetemi Kiadó, Szeged, 109-117.
- Jakab, G. 2008b: Természeti tényezők hatása a talajpusztulás vonalas formáinak kialakulására, Doktori értekezés, 109.
- Jakab, G. – Madarász, B. – Szalai, Z. 2009: Gully or sheet erosion? A case study at catchment scale, *Földr. Értesítő* 58. 3., 151-161.
- Járainé, K.M. 1969: Adatok az Alföld negyedkori klíma- és vegetációtörténetéhez II., *Botanikai közlemények* 56., 43-55.
- Jenei, M. – Gulyás, S. – Sümegi, P. – Molnár, M. 2007: Holocene lacustrine carbonate formation: old ideas in the light of new radiocarbon data from a single site in Central Hungary, *Radiocarbon* 49., 1017-1021.
- Juhász, A. 2001: Bugac és Monostorpusztá benépesedése, *Cumania* 17., Kecskemét, 171-207.
- Juhász, Á. 1974: Antropogén hatások és geofolyamatok Komló környékén, *Földr. Értesítő*, 23. 2., 223-225.
- Juhász, Á. 1976: Az antropogén hatások vizsgálata és térképezése ipari-bányászati területeinkben, *Földr. Értesítő*, 25, 2-4., 249-253.
- Kaczián, J. 2004. Szekszárd – A nemes borok és a művészetek városa. Palatinus-Séd Nyomda, Szekszárd, 19-23.
- Kadomura, H. 2010: Studies of anthropogenic landform transformation in Japan: A perspective, Department of geogr., Metropolytan University, Tokyo, 1-12.
- Kápolnás, M. 1989: Szekszárd mezőgazdasága a két világháború között – In: Dobos, Gy. (szerk.): Szekszárd város történeti monográfiája II., Városi Tanács, Szekszárd, 65-80.

- Károlyi, Z. 1973b: Az egyes vízvidékek szabályozási munkáinak története – In: Ihrig, D. (szerk.): A magyar vízszabályozás története, Víz. Dok. és Tájékoztató I., Bp., 151-367.
- Károlyi, Zs. 1973a: A magyar vízi munkálatok rövid története, különös tekintettel a vizek szabályozására – In: Ihrig, D. (szerk.): A magyar vízszabályozás története, Víz. Dok. és Tájékoztató Iroda, Budapest, 23-143.
- Kerekes, I. 2003: Egy tápairéti tanya és lakói a 20. században – In: A Móra Ferenc Múzeum Évkönyve, Studia Ethnographica 4., 157-184.
- Kerényi, A. 1983: A talajpusztulás vizsgálata kísérleti körülmények között Tokaj Hegyalja fontosabb talajtípusain, Kandidátusi értekezés, Debrecen, 158.
- Kerényi, A. 1990: Löszpusztulási formák és folyamatok kvantitatív vizsgálata szőlőterületen, Földr. Értesítő 39. 1-4., 29-54.
- Kerényi, A. 1991: Talajerózió, Akadémiai Kiadó, Budapest, 219.
- Kerényi, A. 2006: Az areális és lineáris erózió mennyiségi értékelése bodrogkeresztúri mérések alapján – In: Csorba, P. (szerk.): Tiszteletkötet Martonné Dr. Erdős Katalin 60. születésnapjára, Tájvédelmi és Környezetföldrajzi Tanszék, Debreceni Egyetem, 67-77.
- Kereszturszky, J. – Pálfi, I. – Szilárd, Gy. – Thyll, Sz. – Vermes, L. 1998: Mezőgazdasági vízhasznosítás, Eötvös József Főiskola, Baja, 102.
- Keveiné Bárány, I. 1988: Talajföldrajzi vizsgálatok Szeged környékén, Alf. Tan., 25-33.
- Kidron, G. 2007: Millimeter-scale microrelief affecting runoff yield over microbiotic crust in the Negev Desert, Catena 70, 266-273.
- Kiss, T. – Nyári, D. – Sipos, Gy. 2006: Homokmozgások vizsgálata a történelmi időkben Csengele területén – In: Kiss, A. – Mezősi, G. – Sümeghy, Z. (szerk.): Táj, környezet és társadalom, Ünnepi tanulmányok Keveiné Bárány Ilona professzor asszony tiszteletére, SZTE, Szeged, 373-382.
- Kiss, T. – Sipos, Gy. 2008: Holocén eolikus akkumuláció története a vegetációváltozás és emberi hatások tükrében a Dél-Nyírség félig kötött futóhomok-területén – In: Kiss, T. – Mezősi, G. (szerk.): Recens geomorfológiai folyamatok sebessége Magyarországon, Egyetemi Kiadó, Szeged, 185-194.
- Kiss, T. – Benyhe, B. 2009: Geomorfológia és a belvízi elöntés kapcsolatának vizsgálata egy mindszei mintaterületen, Hidrológiai Közlemény, 89/3, 14-18.
- Kiss, T. – Sipos, Gy. – Kovács, F. 2009: Human impact on fixed sand dunes revealed by morphometric analysis, Earth Surface Processes and Landforms, 34., 700-711.
- Kiss, T. – Fiala, K. – Sipos, Gy. 2008: Alterations of channel parameters in response to river regulation works since 1840 on the Lower Tisza River (Hungary), Geomorphology 98. 1-2., 96-110.
- Kiss, T. – Hernesz, P. 2011: Az Alsó-Tisza-vidék árterének geomorfológiai jellegzetességei és kora, Földr. Közlemények 135. 3., 261-274.
- Kitka, G. – Farsang, A. – Barta, K. 2008: A jelen talajeróziós folyamatok sebességének vizsgálata korábbi területhasználati scénáriók tükrében – In: Kiss, T. – Mezősi, G. (szerk.) Recens geomorfológiai folyamatok sebessége Magyarországon, Szegedi Egyetemi Kiadó, Szeged, 97-108.
- Knighton, D. 1998: Fluvial forms and processes. Arnold Publ., London, 242-245.
- Kogutowitz, K. 1930: A dunántúl és a Kisalföld írásban és képen, Szegedi Egyetem Földrajzi Intézete, Szeged, 38.
- Komarov, B. 1978: The destruction of nature in the Soviet Union, Pluto Press, London, 150.
- Kozmenko, A. S. 1909: Előzetes tanulmány Tula környékének hidrológiai kutatásairól (orosz)
- Körösparti, J. – Bozán, Cs. 2010: Nagy felbontású digitális terepmodell alkalmazása a 74-es Mezőberényi belvízrendszer belvíz-veszélyeztetettségi térképezésében, Magyar Hidrológiai Társaság Országos Vándorgyűlése, Sopron, 1-18.

- Kun, Á. – Barta, K. – Katona, O. 2012: Az M43-as autópálya által indukált 2010-11-es belvíz talajtani hatásai, VI. Magyar Földrajzi Konferencia, kiadványkötet, 483-494.
- Lal, R. 1990: Soil erosion in the tropics: Principles and management, McGraw-H., N.Y., 580.
- Lambrecht, F. 1967: The Hudhud of Dinulawan and Bagan at Gonhadan, S. L. Quart. 5., 527-571.
- Lamplugh, G.W. 1914: On the taming of streams, Geographical Journal.
- Láng, O. – Szilas, G. 2004: Római kori maradványok és késő bronzkori településnyomok Kaszásdűlőn, Aquincumi Füzetek, 9., 111-114.
- Láng, S. 1955: Geomorfológiai megfigyelések a Szekszárdi-dombvidéken, Földr. Közlemények 3. 2., 253-260.
- Lasanta, T. – Arnaez, J. – Oserin, M. – Ortigosa, L.M. 2001: Marginal lands and erosion in terraced fields in the Mediterranean mountains, Mountain Research and Development, 21. 1., 69-76.
- Lászlóffy, W. 1982: A Tisza (vízi munkálatok és vízgazdálkodás a tiszai vízrendszerekben), Akadémiai Kiadó, Budapest, 610.
- Lele, J. 1976: A tápairét tanyái – In: A Móra Ferenc Múz. Évk. 1976-1977., Szeged, 253-281.
- Leopold, L.B. 1968: Hydrology for urban land planning, A guidebook on the hydrologic effects of urban land use, U.S. Geol. Surv., 554., 1-18.
- Leser, H. 1978: Landschaftökologie – Uni-Taschenbücher 521, Stuttgart, 433.
- Lesschen, J.P. – Schoorl, J.M. – Cammeraat, L.H. 2009: Modelling runoff and erosion for a semi-arid catchment using a multi-scale approach based on hydrological connectivity, Geomorphology, 109., 174-183.
- Litt, T. – Hans-Ulrich, S. – Bernd, K. 2003: Environmental response to climatic and volcanic events in central Europe during the Weichselian Lateglacial, Quat. Sci. Rev. 23., 7-32.
- Lloyd, W.D. 1919: The Effect of Coal-mining on the Overlying Rocks and on the surface, Trans. Inst. Min. Eng., Vol. 57. 2.
- Lóczy, D. – Nyizsalovszki, R. 2005: Borvidékeink földhasználat-változásainak tájökológiai értékelése (Landscape ecological evaluation of the changes in land-use in Hungary's wine regions), Tájökol. Lapok 3. 2., 243-252.
- Lóczy, D. – Kis, É. – Schweitzer, F. 2009: Local flood hazards assessed from channel morphometry along the Tisza River in Hungary, Geomorphology 113, 3-4., 200-209.
- Lóczy, L. 1886: A Khinai birodalom természeti viszonyainak és országainak leírása, Természettudományi Könyvkiadó-Vállalat, 794.
- Lóki, J. – Schweitzer, F. 2001: Fiatal futóhomokmozgások kormeghatározási kérdései – Duna-Tisza közti régészeti feltárások tükrében, Acta Geographica Geologica et Meteorologica Debrecina 35., 175-183.
- Lóki, J. 2006a: Agriculture: Crop Cultivation and Horticulture – In: Szabó, J. – Dávid, L. – Lóczy, D. (szerk.): Anthropogenic geomorphology, A guide to man made landforms, Springer, New York, 55-68.
- Lóki, J. 2006b: Holocén felszínváltozás a hazai futóhomok területeken, III. Magyar Földrajzi Konferencia tudományos közleményei, MTA FKI, Budapest, 1-10.
- Lóki, J. 2009: Eolikus folyamatok vizsgálata Magyarországon – In: Kiss, T. – Mezősi, G. (szerk.) Recens geomorfológiai folyamatok sebessége Magyarországon, Szegedi Egyetemi Kiadó, Szeged, 173-183.
- Madarassy, L. 1992: A talajvédelem műszaki módszerei – In: Thyll, Sz. (szerk.) Talajvédelem és vízrendezés dombvidékeken, Mezőgazda Kiadó, Budapest, 120-194.
- Maher, R. 1973: Archaeological Investigations in Central Ifugao, Asian Perspectives 16.1., 39-70.
- Mahrer, Y. – Avissar, R. 1985: A numerical study of the effects of soil surface shape upon the temperature and moisture profiles, Soil Science, 139., 483-490.
- Manning, R. 1891: On the flow of water in open channels and pipes, Transactions, Institution of Civil Engineers of Ireland 20., Dublin, 161-207.

- Marosi, S. – Góczán, L. – Szilárd, J. 1969: A természetföldrajzi tájértékelés és tájökölógiai kutatások Magyarországon, Kézirat, FKI, 16.
- Marosi, S. – Somogyi, S: 1990: Magyarország kistájainak katasztere II. (Cadaster of the Hungarian regions) MTA FKI, Budapest 564-568.
- Marsh, G.P. 1867: Man and nature – or physical geography modified by human action, C. Scribner & co., New York, 128-329., 451-516.
- Massal'sky, V. 1897: Vízmosások az orosz fekete-föld övezetben: megoszlásuk, állapotuk és fejlődésük üteme, Szentpétervár (orosz)
- Mauz, B. – Bode, T. – Mainz, E. – Blanchard, H. – Hilger, W. – Dikau, R. – Zöller, L. 2002: The luminescence dating laboratory at the University of Bonn: equipment and procedures, *Ancient TL* 20., 53-61.
- Máté, A. 2001: A Szekszárdi borvidék rendszerváltozás utáni gazdasági helyzete, Magyar Földrajzi Konferencia, CD kiadvány, 1-9.
- Máté, A. 2004: A filoxéra megjelenése és hatása a szekszárdi történelmi borvidékre – In: Ormos, M. – Harsányi, I. (szerk.): Kutatási füzetek IX., Pécsi Tud. Egy., Pécs, 53-69.
- McConnell, P. 1887: Note-book of Agricultural Facts and Figures, 3rd edition, London.
- McCuen, R.H. 2005: Hydrologic analysis and design, 3rd edition, Pearson P. Hall, Saddle River, NJ, 859.
- Mendöl, T. 1933: Táj és ember, Az emberföldrajz áttekintése, Magy. Szemle Társ., Bp., 79.
- Mezősi, G. 1983: Szeged geomorfológiai vázlata, *Alföldi Tanulmányok*, Békéscsaba, 59-74.
- Mezősi, G. – Szatmári, J. 1998: Wind erosion risk on the southern part of the Great Hungarian Plain, *Journal of Hazardous Materials*, 61., 139-153.
- Mersich, I. – Práger, T. – Ambrózy, P. – Hunkár, M. – Dunkel, Z. 2001: Magyarország éghajlati atlasza, Nemzeti Tankönyvkiadó, 108.
- Miháltz, I. 1953: A Duna-Tisza köze déli részének földtani felvétele. A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1950-ről. Budapest, 113-144.
- Miháltz, I. 1965: Geology of the near-surface layers of the Great Plains of southern Hungary. *Acta Geologica*, 33-48.
- Mitasova H. – Hofierka, J. Zlocha, M. – Iverson, R. L. 1996: Modeling topographic potential for erosion and deposition using GIS, *Int. Journal of GI Science*, 10/5, 629-641.
- Molnár, B. 1961: A Duna-Tisza közti eolikus rétegek felszíni és felszín alatti kiterjedése. *Földtani Közlöny* 91, 300-315.
- Moffat, A.J. – Roberts, C.J. 1989: The Use of Large Scale Ridge and Furrow Landforms in Forestry Reclamation of Mineral Workings, *Forestry*, 62. 3., 233-248.
- Moore, I.D. – Wilson, J.P., 1992: Lenght-slope factors for the Revised Universal Soil Loss Equation: Simplified method of estimation, *Journal of Soil and Water Cons.*, 47, 423-428.
- Moran, E.F. 2006: People and nature – An introduction to human ecological relations, Blackwell Pub., Malden, 1-23.
- Morgan, R.P.C. 1986: Soil erosion and conservation, Longman Group, Essex, 295.
- Mucsi, M. 1963: Finomrétegtani vizsgálatok a kiskunsági édesvízi karbonát-képződményekben. *Földtani Közlöny* 93, 373-386.
- Nir, D. 1983: Man, a geomorphological agent – An introduction to anthropic Geomorphology, Keter Publishing House, Jerusalem, 3-13.
- Nyári, D. – Kiss, T. 2005: Homokmozgások vizsgálata a Duna-Tisza közén, *Földrajzi Közlemények* 54., 133-147.
- Nyári, D. – Kiss, T. 2009: Blown sand movements at Kiskunhalas on the Danube-Tisza interfluve, Hungary, *Journal of Env. Geogr.*, 2. 3-4., 31-36.
- Oldroyd, D.R. – Grapes, R.H. 2008: Contributions to the history of geomorphology and Quaternary geology: an introduction in: *History of geomorphology and quaternary geology*, The Geological Society, London, 1-17.

- Orwin, C.S. – Orwin, C.S 1954: The open fields, Clarendon Press, Oxford, 190.
- Passmore, J. 1974: Man's responsibility for Nature, Duckworth, London, 9.
- Pataki, J. 1960: A mezőgazdálkodás felszíninformáló hatása a Szekszárdi-dombvidéken, *Értekezések, MTA Dunántúli Tudományos Intézete*, 55-92.
- Pataki, J. 1961: Az antropogén morfológia és a gyakorlati élet, *Földr. Közl.* 9. 4. 301-306.
- Pataki, R. 2000: Talajerózió modellezése térinformatikai módszerekkel, Diplomamunka, Gödöllő, 61.
- Patay, I. – Montvajszi, M. 2011: Belvíztestek matematikai modellezése, *Hidrológiai Közlöny* 91., 45-49.
- Pálfai, I. 1994: A Duna-Tisza közti hátság vízgazdálkodási problémái, *Nagyalföld Alapítvány kötetei* 3, Békéscsaba, 126.
- Pálfai, I. 2000: Az Alföld belvízi veszélyeztetettsége és aszályérzékenysége – In: Pálfai, I. (szerk.), Rakonczai, J. (sorozatszerk.): A víz szerepe és jelentősége az Alföldön, *A Nagyalföld Alapítvány Kötetei* 6., 85-95.
- Pásztor, L. – Pálfai, I. – Bozán, Cs. – Körösparti, J. – Szabó, J. – Bakacsi, Zs. – Kuti, L. 2006: Spatial stochastic modelling of inland inundation hazard, 9th AGILE Conference on Geographic Information Science, Visegrád, Hungary, 139-143.
- Pécsi, M. 1955: Eróziós és korráziós völgyek és vízmosások képződése a Duna völgyében Dunaalmás és Nyergesújfalu között, *Földr. Értesítő* 1. 41-54.
- Pécsi, M. 1970: A mérnöki geomorfológia problematikája, *Földr. Értesítő*, 19., 369-379.
- Pécsi, M. 1971: A domborzati egyensúly megváltozása az ember műszaki-gazdasági tevékenysége következtében, *MTA Biológiai Osztálya Közleményei*, 14., 29-37.
- Peja, Gy. 1956: Suvadástípusok a Bükk északi (harmadkori) előterében, *Földr. Közl.* 80., 217-240.
- Penck, W. 1924: Die Morphologische Analyse, J. Engelhorn's Nachfolger, Stuttgart, 283.
- Pinczés, Z. – Boros, L. 1967: Schneeschmelzerosion in den Tokajer Weingarten, *Acta Geographica Debrecina* 5-6., 101-113.
- Pinczés, Z. 1968: Vonalas erózió a Tokaji-hegy löszén, *Földr. Közlemények* 16. 2., 159-171.
- Pinczés, Z. 1980: A művelési ágak és módok hatása a talajerózióra, *Közlemények a debreceni KLTE Földrajzi Intézetéből*, 357-379.
- Poroszlai, I. 2003: Erődített központok a Duna mentén – In: Visy, Zs. (szerk.) *Magyar régészet az ezredfordulón, NKÖM Teleki László Alapítvány*, Budapest, 151-155.
- Poudel, D.D. – Midmore, D.J. – West, L.T. 1999: Erosion and productivity of vegetable systems on sloping volcanic ash-derived Philippine soils, *Soil Science Society of America Journal*, 63., 1366-1376.
- Poulenard, J. – Descroix, L. – Janeau, J.L. 1996: Surpâturage et formation de terrassettes sur les versants de la Sierra Madre Occidentale, *RGA, Revue de Géog. Alpine* 2, Grenoble, 77-86.
- Prescott, J.R. – Hutton, J.T. 1994: Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations, *Radiation Measure.* 23, 497-500.
- Prohászka, F. 1982: Szőlő és bor, 13. kiadás, *Mezőgazdasági Kiadó*, Budapest, 163-175.
- Rakonczai, J. – Bódis, K. 2001: A geoinformatika alkalmazása a környezeti változások kvantitatív értékelésében, *Magyar Földrajzi Konferencia*, CD kiadvány, 1-19.
- Rakonczai, J. – Mucsi, L. – Szatmári, J. – Kovács, F. – Csató, Sz. 2001: A belvizes területek elhatárolásának módszertani lehetőségei, *Magyar Földrajzi Konferencia*, CD kiadvány, 1-14.
- Rakonczai, J. – Kovács, F. 2006: A padkás erózió folyamata és mérése az Alföldön, *Agrokémia és Talajtan* 55. 2., 329-346.
- Rakonczai, J. 2012: A belvízképződés folyamata és földtudományi háttere, VI. *Magyar Földrajzi Konferencia*, kiadványkötet, 1128-1139.
- Rathjens, C. 1979: Die Formung der Erdoberfläche unter dem Einfluss des menschen, *Stutt.*, 160.
- Ratzel, F. 1909: *Antropogeographie*, Stuttgart.
- Reclus, É. 1871: The Earth, A Descriptive History of the Phenomena of the Life of the Globe, Harper and Brothers, 574.

- Reiß, S. – Dreibrodt, S. – Lubos, C.C.M – Bork, H.R. 2009: Land use history and historical soil erosion at Albersdorf (northern Germany) — Ceased agricultural land use after the pre-historical period, *Catena* 77., 107-118.
- Richthofen, F. 1877: China, 1. kötet, 758.
- Roberts, N. – Barker, P. 1993: Landscape, stability and biogeomorphic responses to past and future climatic shifts in intertropical Africa – In: Thomas D. S. G. and Allison, R. J. (eds.), *Landscape Sensitivity*, John Wiley, New York, 65-82.
- Roberts, N. 1994: *The Changing global environment*, Basil Blackwell, Oxford, 3-21.
- Roberts, H.M. – Wintle, A. G. – Maher, A. M. – Hu, M. 2001: Holocene sediment accumulation rates in the western Loess Plateau, China, and a 2500-year record of agricultural activity, revealed by OSL dating, *The Holocene* 11. 4., 477-483.
- Rónai, A. 1956: A magyar medencék talajvize, az országos talajtérképező munka eredményei, *MÁFI évkönyv* 46., 116-131.
- Schweitzer, F. 1967: A mezőgazdasági termelés természetföldrajzi alapja az Alsó-Tiszavölgy hódmezővásárhelyi mikrokörzetében, *A Szegedi Tanárképző Főiskola tudományos közleményei*, Szeged, 27-39.
- Schweitzer, F. 2001: A magyarországi folyószabályozások geomorfológiai vonatkozásai. Folyóink hullámtereinek fejlődése, kapcsolatuk az árvizekkel és az árvízvédelmi töltésekkel. *Földr. Értesítő* 50. 1-4., 63-72.
- Schweitzer, F. 2004: Katasztrófa vagy stratégia: A tiszai hullámtér geomorfológiai vizsgálata – víztározók, hullámtérbővítés, gátépítés, *Élő Jászkunság* 1., 6-13.
- Seaburn, G.E. 1969: Effects of urban development on direct runoff to East Meadow Brook, Nassau County, Long Island, NY, U.S. *Geol. Surv. Prof. Pap.*, 624-B, 1-14.
- Seppälä, M. 1984: Deflation measurements on Hietatievat, Finnish Lapland, 1974-77. – In: Olson, R. – Geddes, F. – Hastings, R. (eds.): *Northern Ecology and Resource Management*, The University of Alberta Press, Edmonton, 39-49.
- Seppälä, M. 1995: Deflation and redeposition of sand dunes in Finnish Lapland, *Quaternary Science Reviews* 14., 799-809.
- Sherlock, R.L. 1922: Man as a geological agent, an account of his action on inanimate nature, H. F. & G. Witherby, London, 372.
- Sidorchuk, A. – Golosov, V.A. 2003: Erosion and sedimentation on the Russian Plain, II: the history of erosion and sedimentation during the period of intensive agriculture, *Hydrological Processes*, 3347-3358.
- Sipos, Gy. – Kiss, T. – Nyári, D. 2006: OSL mérés lehetőségei, Homokmozgások vizsgálata Csengele területén, *Env. Science Symposium Abstracts*, Budapest, 43-45.
- Sipos, Gy. – Kiss, T. – Nyári, D. 2009: Kormeghatározás optikai lumineszcenciával: homokmozgások vizsgálata a történelmi időkben Csengele területén. – In: Kázmér, M. (szerk.): *Környezettörténet*. Hantken Kiadó. 409-420.
- Smith, D.I. – Bridges, E.M. 1965: Report of a symposium, Rates of erosion and weathering in the British Isles, Bristol, *Inst. of Brit. Geogr. Transact.*, 36., 13-14.
- Sobolev, S. S. 1948. Talejeróziós folyamatok fejlődése a Nyugat-Szovjetunióban és az ellenük vívott harc, *Izdanja AN SSSR: AVN Press: Moszkva, Leningrád (orosz)*
- Somogyi, S. 1969: Nyírség – Vízhasznosítás és a vízviszonyokat befolyásoló társadalmi beavatkozások – In: Pécsi, M. (szerk.): *A Tiszai Alföld*, Akadémiai kiadó, Budapest, 241.
- Somogyi, S. 2000: A XIX. századi folyószabályozások és ármentesítések földrajzi és ökológiai hatásai, Budapest, 302.
- Stefanovits, P. 1999: A talajdegradáció, a talajromlás – In: Stefanovits, P. – Filep, Gy. – Füleky Gy. (szerk.): *Talajtan, Mezőgazda kiadó*, 321-345.
- Stolz, C. – Grunert, J. 2006. Holocene colluvia, medieval gully formation and historical land use, A case study from the Taunus Mountains/southern Rhenish Slate Massif, *Zeitschrift für Geomorphologie Supplement* 142., 175-194.

- Su, Y.Z. – Li, Y.L. – Cui, J.Y. – Zhao W.Z. 2005: Influences of continous grazing and livestock exclusion on soil properties in a degraded sandy grassland, Inner Mongolia, N-China, *Catena* 59., 267-278.
- Summerfield, M. 1991: *Global geomorphology*, Longman Publishers, Singapore, 184-185.
- Sümegei, P. 2001: A Kiskunság a középkorban – geológus szemmel. – In: Horváth, F. (szerk.) *A csengelei kunok ura és népe*. Archaeolingua Kiadó, Budapest, 313-317.
- Sümegei, P. – Mucsi, M. – Fényes, J. – Gulyás, S. 2005: First radiocarbon dates from the freshwater carbonates of the Danube-Tisza interfluvium – In: Hum, L. – Gulyás, S. – Sümegei, P. (szerk.): *Environmental Historical Studies from the Late Tertiary and Quaternary of Hungary*, Szeged, 103–18.
- Sümegei, P. – Molnár, M. – Jakab, G. – Persaits, G. – Majkut, P. – Páll, D.G. – Gulyás, S. – Jull, A.J.T. – Törőcsik, T. 2011: Radiocarbon-dated paleoenvironmental changes on a lake and peat sediment sequence from the central part of the Great Hungarian Plains (Central Europe) during the last 25.000 years, *Radiocarbon* 52., 85-97.
- Szabó, J. 1993: A társadalom hatása a földfelszínre, antropogén geomorfológia – In: Borsy Z. (szerk.): *Általános természeti földrajz*, Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest, 500-518.
- Szabó, J. 2006a: Anthropogenic Geomorphology: Subject and System – In: Szabó, J. – Dávid, L. – Lóczy, D. (szerk.): *Anthropogenic geomorphology, A guide to man made landforms*, Springer, New York, 3-12.
- Szabó, J. 2006b: Water management – In: Szabó, J. – Dávid, L. – Lóczy, D. (szerk.): *Anthropogenic geomorphology, A guide to man made landforms*, Springer, N.Y., 155-177.
- Szatomári, J. 2004: Szélerózió-veszélyeztetettség értékelése a Duna-Tisza közén RWEQ modell alkalmazásával. II. Magyar Földrajzi Konferencia előadásai, CD kiadvány, Szeged, 1-9.
- Szatomári, J. – Szijj, N. – Mucsi, L. – Tobak, Z. – van Leeuwen, B. – Lévai, Cs. – Dolleschall, J. 2011: A belvízelöntések térképezését és a belvízképződés modellezését megalapozó térbeli adatgyűjtés – In: Lóki, J. (szerk.): *Az elmélet és a gyakorlat találkozása a térinformatikában II.*, 27-34.
- Szilassi, P. 2003: A területhasználat változásának okai és következményei a Káli-medence példáján, *Földr. Ért.* 52. 3-4., 189-214.
- Szlávik, L. 2005: Szélsőséges hidrológiai helyzetek és az árvízi-belvízi biztonság, *Magyar Tudomány* 7., 818-825.
- Szlávik, L. 2007: Hegy és dombvidéki kisvízfolyások szélsőséges árvizeinek vizsgálata, *Munkabeszámoló*, 1-22.
- Szőke, B. 2003: A kései avar kor – In: Visy, Zs. (szerk.) *Magyar régészet az ezredfordulón*, NKÖM Teleki László Alapítvány, Budapest, 308-312.
- Takács, K. – Fülek, Gy. 2001: Középkori csatornarendszerek kutatása, *Földrajzi Konferencia, Kiadványkötet*, Szeged, 1-6.
- Takács, K. 2000: Árpád-kori csatornarendszerek kutatása a Rábaközben és a Kárpát medence egyéb területein, I. rész. *Korall I.* (2000), 27-62.; II. rész. *Korall II.* (2001), 297-314.
- Tardy, L. – Dávid, G. 1977: Rabok, követek, kalmárok az oszmán birodalomról, *Gondolat Kiadó*, Budapest, 277-415.
- Teleki, P. 1936: *A gazdasági élet földrajzi alapjai*, Centrum, Budapest, 751.
- Temple, P.H. 1972: Measurements of runoff and soil erosion at an erosion plot scale with particular reference to Tanzania, *Geografiska Ann.*, 54-A., 203-220.
- Thyll, Sz. 1992: *Talajvédelem és vízrendezés dombvidékeken*, Mezőgazda Kiadó, Budapest, 350.
- Thomas, K. 1983: *Man and the natural world – A history of the modern sensibility*, Pantheon Books, New York, 17.
- Titus, J.H. 1990: Microtopography and woody plant regeneration in a hardwood floodplain swamp in Florida, *Bulletin of the Torrey Botanical Club* 117, 429-437.

- Tóth, E. 1990: Négy évtized régészeti kutatásai Bács-Kiskun megyében (1949 – 1989) – In: Bánszky, P. – Sztrinkó, I. (szerk.): Cumania 12. Bács-Kiskun Megyei Múzeumok Évkönyve, 81-233.
- Tóth, Cs. 2003: A Hortobágy negyedidőszak végi felszínfejlődésének főbb természeti és antropogén vonásai, PhD értekezés, Debreceni Egyetem, Debrecen
- Tóth, Cs. 2005: Az országos kunhalom-kataszterezés eredményei – In: Dobos, A. – Ilyés, Z. (szerk.): Földtani és felszínalaktani értékek védelme, Eger, 111-125.
- Tóth, Cs. 2006: A legelő és gyepterületek antropogén geomorfológiai problémái – In: Szabó, J. – Dávid L. (szerk.): Antropogén geomorfológia, Debrecen, Kossuth E. Kiadó, 78-90.
- Tóth, K. – Tamás, J. Bíró, T. 2004: Síkvidéki domborzatelemzés alkalmazhatóságának vizsgálataa belvíz előfodrulás gyakoriságának értékelésében, Agrárinformatikai Nyári Egyetem és Fórum, Gödöllő, 1-10.
- Tóttós, G. 1987: A szekszárdi szőlő és bor. A történelmi borvidék története a kezdetektől a II. világháborúig, Szekszárd, 188.
- Trenhaile, A.S. 2004: Geomorphology, A Canadian perspective, Oxford University Press, New York, 390-391.
- Tricart, J. 1953: La geomorphologie et les hommes, Rev. Geom. Dynamique 4, 153-156.
- Troll, C. 1970: Landscape ecology (Geoecology) and biogeocenology – a terminological study, Geoforum 1., 9-18.
- Turner, B.L. – Clark, C.W. – Kates, R.W. – Richards, J.F. – Mathews, J.T. – Meyer, W.B. 1993: The Earth as transformed by human action – Global and regional changes in the biosphere over the Past 300 years, Cambridge University Press, Cambridge, 21-23.
- Túri, Z. – Szabó, G. 2012: A Nyírség felszíni hidrológiai viszonyainak térképezése kvalitatív adatbázisok és ürfelvételek alapján, VI. Magyar Földr. Konf., kiadványkötet, 921-930.
- Vadász, E. 1957: Földtörténet és földfejlődés, Akadémiai Kiadó, Budapest, 847.
- Vaday, A. 2003: A szarmata területek régészete - A települések – In: Visy, Zs. (szerk.) Magyar régészet az ezredfordulón, NKÖM Teleki László Alapítvány, Budapest, 275-278.
- Vida, T. 2003: A korai és a közép avar kor – In: Visy, Zs. (szerk.) Magyar régészet az ezredfordulón, NKÖM Teleki László Alapítvány, Budapest, 302-308.
- Visy, Zs. 2003: Magyar régészet az ezredfordulón, NKÖM Teleki László Alap., Bp., 140.
- Valentin, C. – Poesen, J. – Li, Y., 2005: Gully erosion: impacts, factors and control, Catena 63., 132-153.
- Vass, E. 1989: Szekszárd az apátság alapításától a török kiveréséig (1061-1686) – In: Balog, J. (szerk.): Szekszárd város történeti monográfiája I., Városi Tanács, Szekszárd, 39-94.
- Várallyay, Gy. – Szűcs, L. – Rajkai, K. – Zilahy, P. – Murányi, A. 1980: Magyarországi talajok vízgazdálkodási tulajdonságainak kategóriarendszere és 1:100 000 méretarányú térképe, Agrokémia és Talajtan 29., 77-112.
- Vázsonyi, Á. 1973: A Tisza völgy vizeinek szabályozása – In: Ihrig, D. (szerk.): A magyar vízszabályozás története, Víz. Dok. és Tájékoztató Iroda, Budapest, 356-368.
- Vojejkov, A.J. 1901: De l'influence de l'homme sur la terre, Annales de Géog., 10., 97-114.
- Walle, R.J. – Sims, B.G. 1999: Fertility gradients in naturally formed terraces on Honduran hillside farms, Agronomy Journal, 91. 2., 350-353.
- Waterbury, J. 1979: Hydrolitics of the Nile valley, Syracuse Univ. Press, 301.
- Wintle, A.G. – Murray, A. S. 2006: A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols, Radiation Measurements 41., 369-391.
- Wischmeier, W.H. – Smith, D.D. 1978: Predicting rainfall erosion losses, a guide to conservation planning, Agriculture Handbook No. 537, US Department of Agriculture, Washington, 58.

8. Köszönetnyilvánítás

Első helyen szeretnék köszönetet mondani témavezetőmnek, Dr. Kiss Tímeának az utóbbi években nyújtott szakmai útmutatásért, kifogyhatatlan ötleteiért és a önzetlen bátorításért.

Köszönettel tartozom az SZTE – Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék dolgozóinak folyamatos segítségnyújtásukért.

Szeretném megköszönni a tanszék egykori és jelenlegi PhD hallgatóinak a doktori képzésem során nyújtott terepi- és elméleti segítséget és türelmet, valamint köszönet azoknak az egyetemi hallgatóknak, akik a terepi mérések során segítségemre voltak.

Külön köszönettel tartozom Henits Lászlónak a számítási problémák orvoslása során tanúsított feltétel nélküli segítségnyújtásért, valamint türelméért, illetve Andrási Gábornak a terepi mérések során nyújtott segítségéért.

Végezetül köszönettel tartozom családomnak a szemléletformálásért, illetve külön köszönettel tartozom mátkámnak, Kun Ágnesnek kitartó bátorításáért és végtelen türelméért.

9. Summary

This research was performed to determine the morphometric parameters of landforms and rate of semi-anthropogenic processes created by three different agricultural activities (grazing, ploughing and viticulture), and their service activities (drainage and transportation).

Surface alteration due to overgrazing induced aeolian sand movements was studied at an archaeological site near Bugac (Danube-Tisza Interfluve). At this study area (4.4 km²), situation of layers of sand sheets and buried paleosoils were identified, as well as their chronological data revealed by OSL methods.

Orientation and size of sand layers suggests that during the deflation periods sand sheet formation was typical around the archaeological site that filled up the depressions (by about 2 m while flattening the surface. The results also pointed out that aeolian landforms formerly suggested to be residual ridges had been developed by superposition of sand sheets.

The OSL dating revealed that the oldest sand layers deposited during the Late Glacial and the Younger Dryas (OSL dates: 14.23±2.38, 13.72±3.03 and 12.73±1.95 ka respectively) periods. Later pre-historical sand movements occurred during the Preboreal (9.97±1.87, 9.20±1.32, 9.96±3.04 and 10.86±1.47 ka) possibly by changes of climatic conditions, but the youngest historical deflation periods (4 events) can be related solely to the anthropogenic effect of nomad tribes settling down in the area.

The earliest overgrazing induced deflation occurred during the Bronze Age (4.78±0.70, 4.18±0.78 ka). The next sand movement can be related to the immigration of sarmatian population (1.47±0.34, 1.41±0.31 ka) resulting a 0.3-0.4 m thick sand sheet. The 8th century migrations were followed by the third deflation period – possibly induced by herds of Avar tribes (1.15±0.29 ka) – and covered the southern part of the excavation site with a 0.6 m thick sand sheet. The last remarkable grazing induced sand movement took place during the settlement of cumanian people (0.86 ±0.16 ka), and filled the southern (higher) part of the area with a 0.5 m thick sand layer.

All the chronological data of historical sand movements are corresponding well with the results of former studies (Lóki and Schweitzer 2001, Gábris 2003, Nyári and Kiss 2005, Félegyházi and Lóki 2006, Kiss et al. 2006) that also relate most of the deflation periods to human derived responses of sandy areas. Beside this, the OSL ages of the samples highlighted that the entire study area is covered by late Holocene sand layers suggesting that the historical aeolian periods are as significant in the development of the Danube-Tisza Interfluve as the ones that took place during the Pleistocene formerly described by Borsy (1977, 1991) and Lóki (2009).

The effect of ploughing and drainage was studied at the former flood plains of the river Tisza (0.1 and 77 km²). The measurement of the morphometric parameters and effects of plough marks and the canal ridges (built up by the material excavated and deposited along the canals) were performed by field work and GIS methods.

The research revealed that the lowland agricultural plots contains several (35 km/km²) plough-ridges with a height of 0.09 m and a width of 28 m in average, but the largest forms can have a height of 0.26 m and a width of 60-100 m. The ridges usually aligned into the well-known ridge and furrow pattern, but in some plots there are intersecting pattern of these landforms. To evaluate the runoff modifying effect of the microforms a parameter was calculated by the division of the height of the landforms with the relief of the corresponding field (height-relief ratio), showing that whether the ridges are higher or the profile relief, which has a huge importance in the appearance of inland excess waters. The average height-relief ratio of the plough ridges is about 2.5 meaning the landforms are more than two times higher than the relief along the measured plot. Since the plough marks can be parallel or

perpendicular to the main slope (runoff) direction, the ridges can have both water retention or drainage functions. The measurements had showed that drainage function is more significant, however plough ridges can be liable for the inundation of inland excess waters in 14 % of the studied area (3.4 km²).

Canal-ridges are significantly larger landforms than plough ridges, with an average height of 0.4 m, and a width of 18 m approximately, and can be identified along almost all canal sections (32.1 km – 85 %), thus their water retaining function can be even more significant. The measurement of symmetry condition of canal-ridges showed, that 13 % of the canal sections are disconnected from the plot on both sides. Several canal sections are disconnected only from the lower plot (59 %), contributing no importance in excess water inundation, but as the measurements showed this favourable condition is not intended. As a result the situation and size of canal-ridges reflected that these landforms can be responsible for the inundation of excess waters on 16 % (4.0 km²) of the studied area.

The water retention effect of microforms can be amplified by the soil conditions (hydraulic conductivity). Measurements of hydraulic conductivity (~0.1-1 mm/h) of soil samples highlighted that compacted soil layers are virtually impermeable, increasing the role of surface runoff. Since runoff of lowlands is determined by micro-topography, the studied ridges can be a primary factor in excess water inundations corresponding with other opinions (Rakonczai 2012).

The fact that plough- and canal ridges has a role in water retention is known (Tóth 2006, Szilávik 2007), however runoff modifying effect of such microforms in lowland agricultural area has not been studied before, possibly due to the lack of data available for larger areas with suitable resolution. The results showed that a new approach in excess water research can be necessary, since the studied landforms have already existed 50-160 years before with certain water retention capabilities. The effect of micro-topography had been studied before as an inundation shape determining parameter (Patay and Montvájszki 2011), but runoff modifying effects of such agricultural landforms, and the size of the endangered area has not been determined.

The accelerated erosion and modified runoff as a result of thousand years old viticulture has been studied at the north-eastern catchments (14.8 km²) of Szekszárd-Hills (Transdanubian hills). The study was performed by field work and GIS based measurements and modelling.

Literature review has proven that vine production in the area has already been a common agricultural activity in the 4th century, and was continuous from the 13th century. At 1860 the studied catchments were covered by a homogenous area of vineyards (10.8 km² – 73 %). By the end of the 1960s the area of vineries had drastically decreased (from 73 to 35 %) due to economic problems, but at the 20th century new vineyards had been established increasing the area to 7.47 km² (51 %). During the last two decades the total area of vineries has been increased by 1.4 km² (19 %) by newly installed vineries, while large areas (1.2 km² – 17 %) became abandoned. Trends of area changes of the vineries are similar in other parts of Hungary (Szilassi 2003), however re-establishment of formerly used, then abandoned vineyards has not been observed, despite that sequential occurrence of terrace excavations or field works can significantly increase soil loss in addition to accelerated soil erosion.

Morphometric analyses of tributary valleys revealed that the central catchment (Bartina-völgy) shows differences in morphometric parameters compared to the other two studied catchment. The central catchment had divided into smaller tributary valleys, furthermore the gradient of tributaries is also different. Concavity indexes of tributary valleys and intercollin ridges are higher suggesting that a higher rate of surface denudation was higher over the northern side (with southern exposure) of the central catchment. Degradation

of the intercollin ridges is also visible in the amount of eroded material calculated for each sub catchment. The tributary valleys along the central catchment are seems to be less eroded, but net erosion is underestimated since intercollin ridges are also degraded, possibly due to more intense and longer viticulture – terrace formations, transportation – in the vicinity of Szekszárd.

Development of bank-in roads also shows that the sub catchments near the settlement are more dissected by these transportation derived landforms. Density of bank-in roads is about 1,72 km/km², and the incision of these transport routes has resulted 0.8-1 million m³ net erosion over the studied catchments. This rate of linear erosion is more 2.4 times higher than previously measured data derived by Jakab (2008a). Situation and size of watershed of the bank-in roads suggests that evolution of these forms is primarily human induced, corresponding to the opinion of Jakab (2008b). Current environmental problem of these landforms is that the incised linear runoff routes can amplify the speed and intensity of flash floods. The modelled results shown that during an intense summer storm the peak of the flood can occur 1-3 minutes earlier, due to lower roughness conditions and shorter runoff routes (since bank-in roads often cross ridges).

The morphometric analysis of agricultural terrace surfaces had shown that most of the studied terraces are oversized (holding 9-12 vine rows, instead of 4-8), that can reduce the resistance of the terrace to degradation. Furthermore slope of the hillsides were only reduced by about 2-3° during the creation of the terraces, hence a significant slope (5-8°) is still allowing rapid degradation of terrace surfaces. Wrong selection of terrace sites can lead to similar problems since as the results suggest, concave terrace surfaces can concentrate runoff to the centre of the terrace, initiating rill erosion along the surface. Micro-topography of terrace surfaces contains several agrogenic landforms (micro-terraces, ridges). These landforms are 7-20 cm high and about 30 cm wide, and since they conduct the flowing water along the vine rows, they can significantly increase (by about 3 times higher) the runoff along the lowest part of the terrace, increasing the risk of rill erosion. Measurements of a 0.25 m deep and 1 m wide erosional rill revealed that later field works had filled the rill partially, however this action did not terminate the possibility of erosion.

The results of the GIS based modelling (using USLE) showed that the terrace surfaces suffer 8.9-22.8 tons/hectare/year meaning 0.6-1.6 mm/y lowering of the surface, however field survey had shown that surface degradation is higher by one order of magnitude (0.3-1.1 cm/y). Considering that excavation of terraces had already resulted in 14-21 tons/hectare/year net erosion, rapid degradation of terrace surfaces is a serious problem.

My final conclusions are that, by using modern field survey and GIS methods I could have revealed landforms and processes that were not examined before. The studied agricultural activities (regardless of their type) are generally leading to surface flattening, while several microforms can develop modifying or strengthening geomorphological processes. The larger-scale flattening and the runoff modifying effect of microforms can result remarkable changes in surface runoff, leading to soil degradation in any environment. In sandy areas the blown sand can bury the fertile soils, while the disappearance of local depressions can result in drying of the sandy area. In lowland agricultural plots (with usually compacted soils) the low gradient and the appearance of microforms can have a significant role in the appearance of inland excess waters, that can lead to the devastation of crops, but also can cause the further degradation of soil structure (Kun et al. 2012). The agricultural alteration of hilly areas (such as vineries) in larger scale led to the concentrated runoff, decreasing the lag time, and increasing the peak discharge of flash floods. At micro-scale the situation of vineyards and the landforms uncontrollably concentrating runoff can increase the rate of erosion over the agricultural terrace surfaces.