

PÉCSI TUDOMÁNYEGYETEM
Földtudományok Doktori Iskola

Fábián Szabolcs Ákos

Habilitációs tézisek

Pécs
2016

Előzmények és bevezetés

Egyetemi doktori (PhD) értekezésemet 2005-ben védtem meg “*Geomorfológiai veszélyforrások a Duna mentén Dunaföldvár és az országhatár között*” címmel, melyben a folyamatosan jelen lévő természeti veszélyek egy speciális csoportját vizsgáltam az ország egy frekvenciált területén. A társadalmi-gazdasági tér növekedésével e veszélyek kialakulásában maga az ember is részt vesz, beavatkozásaival sokszor realizálja azokat, tehát maga is okozója különböző katasztrófák (pl. árvizek) bekövetkezésének. Így kijelenthetjük, hogy napjainkban olyan környezeti veszélyekkel élünk együtt, melyek kialakulása (és bekövetkezése) nem feltétlenül csak a természeti folyamatok véletlen egybeesésének köszönhető.

A védést követő időszakban vizsgálataim részben a PhD értekezés témájával összefüggő, részben attól jelentősen eltérő témakörökben folytak. Ezek közül az első a fosszilis homokécek kialakulásának feltételei és paleokörnyezeti értelmezésük, a második a csuszamlások recens felszínfejlődésben betöltött szerepe, a harmadik a villámárvizek kialakulásának geomorfológiai tényezői. A vizsgálati módszerek a klasszikus geomorfológiai eszközöktől, a numerikus kormeghatározáson át, a GIS alapú domborzatelemzési vizsgálatokig terjedtek, mely komoly csapatmunkát feltételez. A habilitációs tézisek alapját képező kutatások sokszor egymással párhuzamosan folytak, nem kívánok és véleményem szerint nem is lehet különféle kutatási időszakokat elkülöníteni. A fenti három tematikai egységben közös, hogy e felettébb érdekes problémákra doktori témavezetőm, *Schweitzer Ferenc* hívta fel a figyelmemet. Az ő útmutatása, irányítása és segítsége nélkül nem jött volna létre ez a munka sem. A továbbiakban e bontást követve mutatom be, illetve foglalom össze a doktori fokozatszerzés óta folytatott tudományos tevékenységemet. Minden egyes alfejezet után []-ben található az új tudományos eredményeket tartalmazó publikáció sorszáma, ami megegyezik a végjegyzetben található “*Az egyetemi doktori (PhD) értekezés óta megjelent publikációk*” felsorolásával. A szövegközben található önhivatkozások (félkövérrel kiemelve) esetén viszont megtartottam a név+évszám formát, de nem dupláztam meg a szövegvégi hivatkozásokban e tételket.

Eredményeim különböző kutatási csoportok vezetése során terepi munkákból és laboratóriumi elemzésekből születtek, ezért hálás köszönettel tartozom következő kollégáimnak és hallgatóimnak is (alfabetikus sorrendben): *Babák Krisztina, Balogh János, Berki Mónika, Bugya Titusz, Czigány Szabolcs, Dezső József, Engi Zsuzsanna, Fitt Ildikó, Görcs Noémi Livia, Gyenizse Péter, Horváth Anita, Horváth Zoltán, Ilisics Nóra, Izsák Tibor, Józsa Edina, Józsa Sándor, Kalmár Péter, Kiss Éva, Kopecskó Zsanett, Kovács István Péter, Kovács János, Kovács Mónika, Lampért Kirill, Lassu Tamás, Lóczy Dénes, Magyar Ágnes, Majdán János, Máté Andrea, Németh Sándor, Pirisi Gábor, Pirkhoffer Ervin, Pozsár Vilmos, Płaczowska Eliza, Radvánszky Bertalan, Sipos György, Sobucki Mateusz, Szeberényi József, Tarnocai Charles, Thamó-Bozsó Edit, Tóth Gábor, Trócsányi András, Ujvári Gábor, Varga Gábor, Varga György, Varga Tamás, Viczián István, Zentai Zoltán és Zemen Gábor.*

1. A fosszilis homokékek kialakulásának feltételei és paleokörnyezeti értelmezésük

A kutatás alapkérdése volt, hogy létezett-e, vagy finomabban létezhetett-e a Pannon-medencében, permafroszt; és ha igen, akkor az milyen típusú és jellegű volt, valamint milyen térbeli elterjedésben (horizontális és vertikális értelemben) és a pleisztocén mely időszakában, vagy időszakaiban alakult ki. A kérdésfelvetésből is látszik, hogy nem egyszerű e probléma megoldása, vagy legalább részbeli megválaszolása sem. Európában mind a mai napig vitatott a késő pleisztocén (pontosabban a felső pleniglaciális [LPG = Late Pleniglacial] 26,5–15 ka cal BP) permafroszt utolsó legnagyobb kiterjedése (LPM = last permafrost maximum), de nem csak annak déli határa, hanem a folyamatos és szaggatott/szórványos zónák közötti átmenet jellege és helyzete is (Guhl, et al. 2014; Vandenberghe, et al. 2014). Természetesen az összes glaciális kilengés idején vizsgálható a jégtakaró előrenyomulása és vele együtt a periglaciális klímazóna vándorlása Európában, csak hogy a régebbi események nagyon nehezen nyomozhatók; az újabb és újabb klímaváltozások folyamatai felülbélyegezték a korábbi formákat. Az LGM (Last Glacial Maximum, 22–17 ka BP) idejére vonatkozóan egyrészt primer terepi megfigyelések és laboratóriumi vizsgálatok, illetve ezek áttekintése és GIS alapú interpretációja alapján (Vandenberghe, et al. 2014), másrészt modellszámításokkal (Kitover, et al. 2016) becsülhetjük meg Európában a permafroszt zóna kiterjedését. Mindkét módszernek ismertek az előnyei és hibái is. Előbbi esetében a Pannon-medence a permafroszt zóna részét képezte annak déli határán belül, a legvalószínűbb értelmezés szerint a szórványos övezet része volt (Lindgren, et al. 2016). Utóbbi esetében viszont a Pannon-medence nem tartozott ehhez a zónához, mivel a permafroszt déli határa: $\phi_N=50^\circ$. Meg kell azonban jegyeznünk, hogy a kérdéses modell (iLOVECLIM), melynek eredményei Ázsiában jó egyezést mutattak a terepi megfigyelésekkel, Európában olyan területeken sem jelzett permafrosztot, ahonnan jégékek maradványait írták le, melyeket egyöntetűen és egyértelműen permafroszt indikátornak tartanak (French, 2007). Ez az ellentmondás szerintünk a modell felbontásból fakadó korlátot jelzi!

A korábbi hazai kutatások mind a középhegységi (Pinczés, 1977, 1983; Székely, 1969, 1977), az egész medencét tekintve szigethegységi, mind az alacsonyabb dombsági és alföldi területekről (Kerekes, 1938, 1939, 1941; Pécsi, 1961, 1997) írtak le periglaciális formákat. A magasabb területek esetében nem meglepő e formák megléte, minthogy a Kárpátok vonulataiban a pleisztocén hóhatár elérte az 1550–1800 méter tszf.-i magasságot (Schweitzer, et al. 2012). Sőt egyes északias kitétséggű lejtőkön a Magas-Tátrában, illetve a Retyezátban szórványosan jelenleg is kimutatható a permafroszt (Kotarba, 1992; Urdea, 1992; Brown, et al. 2001; Gadek & Leszkiewicz, 2012). Középhegységeink (500 m felett) arculatában – főleg a vulkáni alapkőzetű Északi-középhegység esetében – mind a mai napig meghatározók a fagy hatására létrejött periglaciális felszínformák: kőtengerek, kriofrakciós falak, tornyok és krioplanációs teraszok (Pinczés, 2005). Az alluviális síkokon hiányoznak a periglaciális formák, mivel a folyók folyamatosan átdolgozzák az üledékeiket (Somogyi, 1974; Hernesz, et al. 2015), valamint a jelentős holocén süllyedés (Hertelendi, et al. 1989) hatására eltemetődhetnek e korábbi formák. Folyóvízi teraszokon és az alacsonyabb dombsági jellegű térszíneken (120–300 m) viszont számos fagyéket és kriodeformációt dokumentáltak a korábbi kutatások (Pécsi, 1997).

Az külön érdekes, hogy maga a periglaciális (valódi periglaciális) kifejezés, melyet már száz éve használ a szakirodalom (*Łozinski, 1909; Muller, 1943*), szintén vitatott, mivel folyamatot, formát és földrajzi kiterjedést (területet) is értünk alatta. A permafroszt definíció legalább két éven át fennálló 0 °C alatti hőmérsékletet feltételez a "talajban", ami megfigyelések alapján (*Dobinski, 2011*) kb. a levegő -1,1 °C évi középhőmérsékletű izotermájának felel meg. (Leegyszerűsítve a permafroszt nem más, mint egy hőmérsékleti állapot.) Bár a permafroszt és a periglaciális nem egészen szinonim kifejezések, a kutatók mégis gyakran használják ezeket azonos értelemben, ami gyakran félreértésekhez vezet (*Gábris, 2007*). A fogalmak tisztázását csak tovább bonyolítja, hogy a kezdeti kutatások jórészt az egykori (fosszilis) periglaciális területeken folytak, ahol a reliktum permafrosztnak mind felszíni, mind mélységi kiterjedése nehezen becsülhető. A recens permafroszt területekre behatoló mindennapi emberi élettel együtt megjelenő létesítmények megkövetelték e térszínnek jobb megismerését, ami jelentős tudományos előrelépést is jelentett (*Péwé, 1969; Washburn, 1979*).

Nagyon sok esetben azonban, ahogy *Dylik (1963)* is fogalmazott, pusztán leírások és nem genetikai értelmezések, vagy paleoklimatológiai következtetések születtek. Így borzasztó nehéz kiigazodni a hazai nevezéktanban: *Pécsi Márton* ugyanazt a formát (feltárást) a különböző publikációiban legalább hatféle megnevezéssel illette. Külön érdekessége e feltárásnak (Ostffyasszonyfa), hogy *French (2007)* is típuspéldaként közli könyvében a bizonytalan eredetű fosszilis üledék-deformációkra (cf. 12.11. C ábra in *French 2007, p. 324*). A megnevezés- és értelmezés-kavalkád nem egyedülálló a periglaciális reliktum-formák kutatásában: Európában és Észak-Amerikában több szerző ír le efféle formákat, amelyeket hasonló megnevezéssel illetnek. E képződmények (pl. kavicspoligonok, óriás poligonok, makropoligonok, üstszerű, szabályos poligonok, puttony formájú homokzsák-talajok, hordó alakú agyagtömbök és tompaszögű rétegbehajlások) rendkívül elterjedtek hazánkban, mégsem szolgálnak perdöntő bizonyítékként a permafrosztra, vagy épp a szezonálisan mély talajfagyra vonatkozóan (*van Vliet-Lanoë & Hallegouët, 2001; French, 2007*).

A kutatás jelentőségét az adja, hogy köszönhetően a globális felmelegedésnek az emberiség fő törekvésévé vált a klímaváltozás minél részletesebb megismerése. E felmelegedési folyamat a recens permafroszt területeket is érinti, így az ott végbemenő degradáció példaként szolgálhat az LGM utáni felolvadás megértéséhez.

1.1. A vizsgált homokékek korának meghatározása és értelmezése [10, 38]

Vizsgálataink előtt a hazai szakirodalomban nem álltak rendelkezésre numerikus koradatok a fagyékek, vagy bármilyen más talajfagy-jelenség kialakulási idejére vonatkozóan. A legtöbb adat relatív kronológiai következtetésen alapult, egyrészt a formák felszíntől mért mélysége, geomorfológiai helyzete, valamint a befoglaló üledék származása függvényében. E tényezők azonban csak nagyon tág időintervallumban adják meg a képződésük korát, illetve a kialakulás lehetséges kezdeti idejét. A Pannon-medencében a formák jórészt a felszín közelében helyezkednek el, ritkán utalnak több lehülési fázisra. A pestszentlőrinci kavicsbányában *Kerekes (1941)* egymást keresztező ékeket írt le, melyek kitöltő anyaga is eltérő. Az eredeti leírás és ábra alapján az sem kizárt, hogy más genetikájú a két ék. Az idősebb esetleg egy jégék(?) maradványa, a fiatalabb viszont biztosan homokék volt. Vizsgálataink során

mi is találtunk egymástól teljesen eltérő (homok és homokos kavics) kettős kitöltő üledékekkel rendelkező homokéket. Ez alapján bizonyítható a többszöri felnyílás.

Marosi (1966) belső-somogyi vizsgálatai is a nagyon fiatal eredetet támasztják alá, miszerint a “*jelenkori talajból indulnak lefelé*”. *Pécsi (1964, 1997)* vizsgálatai alapján döntő többségük késő pleisztocén besorolású, klasszikus értelemben riss, vagy würm glaciális korú. Ennél szűkebb értelemben csak a nagyon fiatal teraszok (pl. II/a) felszínén megfigyelhető jelenségeket lehet relatíve besorolni. *Pécsi (1961, 1997)* az összetett formák miatt két időszakra bontja a hazai formakincs kialakulási idejét, de nem vállalkozik részletesebb bontásra a fent említett riss, vagy würm időszaknál.

Azonban ezek a relatív koradatok is csak szórványosan szerepeltek a hazai tanulmányokban. A *Pécsi (1961)* által közölt – és sokat hivatkozott – összefoglaló térkép 61 feltárásából a vonatkozó leírások alapján csak 30 esetben fogadhatjuk el a kriogén eredetet, melyre 14 db meglehetősen tág (úm. késő pleisztocén, würm) relatív kor utalást találtunk és csak egyetlen esetben adott a szerző pontosabb, késő würm kort.

Vizsgálataink alapján a mogyoródi homokékek üledékkitöltésének mintáiból származó optikai koradatok az LGM idejére (MIS 2 GS 2c, GS 2a), $22,2 \pm 2,1$ és $15,7 \pm 1,8$ ka közé esnek (*Kovács, et al. 2007*). Igaz, hogy csak egyetlen feltárásból, de két független homokékből vett minták, két független OSL laboratórium vizsgálatának eredményéről van szó, amit megerősítenek a fedő üledékeken elvégzett méréseink adatai is. Az ékek poligonális felszínére települő fedő homok $9,9 \pm 2,5$ ka kort adott. A fentiekből következik, hogy a mogyoródi homokékek legalább két periódusban, kb. 20–22 ka és kb. 16–17 ka BP között képződtek (cf. 6. ábra és 2. táblázat in *Fábián, et al. 2014*).

Az általunk kimutatott optikai korok jó egyezést mutatnak más európai adatokkal; az eddig vizsgált európai homokékek képződési kora, kevés kivételtől eltekintve, az LGM idejére esik. A legidősebb adatok sem haladják meg az 53 ± 5 ezer évet, hozzáteve, hogy ez TL adat és revideált (*Christiansen, 1998*). Az LGM-n belül is *Buylaert, et al. (2009)* és saját vizsgálataink alapján feltételezhetünk egy idősebb és egy fiatalabb formagenerációt: kb. 21 ka és 15 ka körül. Az adatok pontosabb oxigén-izotóp kronológiai összevetését és a lehülési fázisok meghatározását nehezíti, hogy a mérések hibahatára 1 ka körül mozog.

1.2. A homokékeket kitöltő üledék granulometriai vizsgálata és paleokörnyezeti rekonstrukció [31, 35, 36]

A szitálásos szemcseösszetétel alapján – figyelembe véve a módszer korlátait – a minták többsége jól, vagy közepesen jól osztályozott. A lézerdiffrakciós elemzés viszont rámutatott (finom frakciók részletes bontása), hogy ez utóbbi, illetve a rosszul osztályozottság inkább jellemző. Az üledékek közepes, vagy finom homok szemcsetartományba esnek, egy kevés finom többlettel (ferde), úgy hogy mind a szitálásos, mind a lézerdiffrakciós vizsgálatban a módusz csúcs 2ϕ -nél van. Ennek megfelelően a szemcseeloszlási görbék közel szimmetrikusak és kissé csúcsos, vagy a normál eloszláshoz közelít a lapultsága. A kvarcselemcsék kevésbé lekerekítettek, inkább szögletesek.

Továbbá jellemző az a módszereknél említett megfigyelés, hogy a vizsgált feltárásokban mindig megjelenik a homokékek kitöltésében finom kavics, de csak minimális mértékben. Erre már *Marosi,*

(1966) is felhívja a figyelmet a belső-somogyi fagyékek kapcsán. Az ékeket kitöltő üledék osztályozatlan, kevert. Nem a szél munkavégző képességének megfelelően történik a homok lerakódása, nem lesznek finomabb, vagy kevésbé finom rétegek, mert a poligonális repedéshálózat minden, feléje görgetett homokszemet válogatás nélkül elnyel. Ez alól csak abban az esetben van kivétel, ha a kinyílási fázisok közt jelentősebb idő telhetett el és megváltoztak a környezeti viszonyok (*Fábián, et al. 2000; Kovács, et al. 2008*).

Újabban *Sebe, et al. (2011)* talált bizonyítékot a periglaciális szelek erőteljes deflációjára a pleisztocénben, bár ennek korát igen tág intervallumon (a kora pleisztocéntól a holocénig) adják meg, de hangsúlyozzák a késő pleisztocén időszak fontos szerepét. Az LPG idején a futóhomok mozgások is felerősödtek, köszönhetően a szárazabbá és hidegebbé váló éghajlatnak, valamint annak, hogy a hordalékkúpok nagy területei ármentessé váltak a folyók irányváltása, vagy épp bevágódása miatt (*Borsy, 1989*). Ezek a futóhomokok, azonban szemcseösszetételüket tekintve eltérnek a homokékek kitöltéseitől, mivel domináns (65%<) frakciójuk 0,1–0,2 mm közé esik és nagyon jól osztályozott anyagból állnak. Mindenesetre a szél felszínalakító szerepének jelentősége megnövekedett és ezt vizsgálataink is alátámasztják.

Az LGM klímaváltozását (hidegebb, szárazabb) jelzik az Alföld növényborításában bekövetkezett változások is. A fásszárú vegetáció drasztikus visszaszorulásával, esetleg teljes hiányával is számolhatunk. *Járainé Komlódi (2000)* vizsgálatai szerint a mintákban fellelhető minimális pollenszám behordódás eredménye, vagy refúgiumokban túlélő fákhoz köthető. Nagyon fontos hangsúlyozni, hogy tökéletes általános képet nem kaphatunk a Pannon-medence növényvilágáról az LGM idején, mert a mikrokörnyezeti feltételek lényegesen különbözhetnek a széles, regionális klímaviszonyoktól. E menedékhelyeken az élővilág kisebb foltokban túlélhetett, szórványos jelenlétükkel számolhatunk a hideg maximum idején is.

Úgy véljük, hogy a modern nemzetközi szakirodalmi adatok és példák alapján a homokékekre jellemző fentebb említett tulajdonságok közül ki kell emelni a poligonális megjelenést, a két méternél nagyobb mélységet, a kitöltő anyag vertikális rétegzettségét és a befogadó üledék ékperemi felhajló rétegeit. Ezek közül bármelyik előfordulása esetén feltételezhető legalább a szigetszerű permafroszt megléte a képződés során (*Harris, 1982*). A poligonális szerkezet az általunk részletesen vizsgált Mogyoród-Juhállás, Szemenye I. és II. kavicsbányák (korábbi publikációinkban Csipkerek néven) esetében bizonyított, továbbá a szakirodalom újraértelmezett homokékei esetében jogosan feltételezhető. Mélységüket tekintve az ékek több helyen elérik a 2 méteres határértéket és van ahol jelentősen meg is haladják azt (Sávoly, Mogyoród VII-es és Szemenye VI-os ékek). Az általunk vizsgált homokékek átlagos szélessége 50–60 cm, de előfordul több helyen 1 m, vagy azt meghaladó szélességben is. A vertikális rétegzettséget a szakirodalom is említi a hazai példáknál és saját vizsgálatainkban is találtunk rá bizonyítékot (*cf. Fig. 3 in Kovács, et al. 2007*). Végül a legtöbb homokék esetében a befoglaló üledékek eredetileg vízszintes, vagy közel vízszintes rétegei jellegzetesen felhajlanak a fagynyomás miatt az ékek pereménél. Mivel e kritériumok közül általában legalább kettőt teljesítenek a hazai homokékek, így joggal feltételezhetjük a permafroszt egykori jelenlétét a Pannon-medencében (*Fábián, et al. 2008*).

Az európai paleo-permafroszt jellegének (CPZ, DPZ, SPZ) meghatározása borzasztóan nehéz, hiszen azt szinte minden modern tanulmány (pl. *Saito, et al. 2013; Vandenberghe, et al. 2014*) megjegyzi; egy olyan talajhőmérsékleti állapotot kellene rekonstruálni, mely a jelenleg elfogadott definíció szerint már két (esetleg három) egymást követő év folyamatos talajfagyása esetén is fennáll. A vizsgált fagyrepedések alapján azt mondhatjuk, hogy a Pannon-medencéből eddig senki nem írt le minden kétséget kizáróan jégék kitöltéseket, melyek a tudomány jelenlegi álláspontja szerint a CPZ egyértelmű bizonyítékai. A fenti kritériumoknak megfelelő, jól fejlett homokékek alapján a DPZ/SPZ zónába sorolhatjuk a Pannon-medencét. Ez megmagyarázza, hogy miért csak szórványosan ismerjük ezeket a formákat és azt is, hogy dél felé haladva miért ritkulnak meg, majd tűnnek el.

Korai munkáinkban kicsit túlbecsülve a homokékek környezetjelző szerepét extrém hideg és száraz klímát becsültünk a Pannon-medencére. Ezt revideálva, de hangsúlyozva, hogy továbbra is csak becslésről van szó, azt mondhatjuk, hogy a kitöltő homokanyag mozgatásához gyér növényzettel jellemzett, relatíve száraz időszak és térszín kellett. A hóborítás csak esetleges lehetett, miközben az évi csapadék mennyisége 250–500 mm-rel volt kevesebb, mint napjainkban. Az évi középhőmérséklet – amennyiben elfogadjuk a recens megfigyeléseket – elérhette a $-2, -4^{\circ}\text{C}$ értéket. De ahhoz, hogy a felszín poligonálisan szétrepedjen komoly téli hőmérséklet csökkenéssel kell számolnunk: a leghidegebb hónap középhőmérséklete legalább $15-17^{\circ}$ -kal volt hidegebb a jelenleginél. A júliusi középhőmérsékletet $7-8^{\circ}\text{C}$ -ra becsülhetjük. A nagy légnyomási gradiens hatására rendkívül erős szelek lehettek uralkodók. Úgy véljük, hogy e homokék-képző időszak volt a Würm hidegsúcsa a Pannon-medencében.

Mindezekből következik, hogy a Pannon-medence átlagos pleisztocén glaciális klímáján belül a homokék-képző időszakok extrém száraz és hideg periódusok lehettek. Nem gondoljuk azonban, hogy ezek a kivételes időszakok lettek volna a jellemzőek, ahogy a teljes pleisztocénben sem a glaciális kilengések aránya a meghatározó. Viszont a glaciálisokban képződött formák és üledékek, mint “különlegességek” sokkal jobban érdeklik a kutatókat. Feltehetően többször volt pár száz, (vagy pár ezer év), amikor a homokék kialakulásának feltételei adottak voltak a Pannon-medencében.

1.3. Új adatok az LPM zóna déli határának közép-európai megvonásához [9, 10]

Az európai LGM permafroszt zóna határára vonatkozóan többféle elképzelés látott napvilágot. Külön érdekes e szempontból Közép-Európa helyzete, mivel már a korai elképzelések is egymásnak teljesen ellentmondó vonalakat húztak meg (*Vandenberghe & Pissart, 1993*), sokszor pusztán sejtés alapján (pl. *Maarleveld, 1976*)¹. Az egyik álláspont a szélességi köröknek megfelelő zonalitást feltételez, míg a másik figyelembe veszi a domborzat (pl. medencefekvés) jellegzetességeit is. Van olyan vélemény is, mely a Pannon-medence kiemelkedő geotermikus adottságaiban véli felfedezni a permafroszt hiányát (*van Vliet-Lanoë, et al. 2004*).

¹ A problémát csak fokozza, hogy sokszor e szerzők határvonalait megfelelő forráskritika nélkül vették át a későbbi munkák. A hivatkozott tanulmány még csak nem is említi a Kárpát-medencét, vagy részeit, esetleg hazánkat.

A klímamodellek és a terepi megfigyelések kombinációjából kialakított jelenlegi elképzelések szerint, melyekben a Pannon-medencére (közvetve Közép-Európára) vonatkozóan a mi eredményeinkre hivatkoznak, a CPZ déli határa kb. $\phi_N=47^\circ$ és a permafroszt megszűnése kb. $\phi_N=45^\circ$ (Magyari, 2015).

Minthogy a jelenkori permafroszt-képződés sem egységes, lokális viszonyoktól függően többféle változatával találkozhatunk, ezért az LGM alatt Közép-Európában a $\phi_N=52-45^\circ$ között térben (vertikális és horizontális értelemben), valamint időben változatos permafroszt zóna alakulhatott ki. Így véleményünk szerint az LPM idején a Pannon-medence, vagy legalább annak É-ÉNy-i fele időszakonként a permafroszt uralma alatt állhatott. A CPZ-ra utaló jelek hiánya miatt a medencét jelenleg a DPZ-ba sorolhatjuk (Fábián, et al. 2014; Schweitzer, et al. 2015).

2. A csuszamlások szerepe a recens felszínfejlődésben

A tömegmozgások veszélyes és ebből fakadóan fontos recens felszínfejlődési folyamatok közé tartoznak hazánkban. Igaz, – összehasonlítva más geomorfológiai veszélyt jelentő recens folyamatokkal – környezetre gyakorolt hatásuk korlátozott, megjelenésük pedig jól behatárolt (Szabó, 1996). Tulajdonképpen lokális veszélyként jelentkeznek, megjelenésük is leginkább pontszerű, így a nagyobb méretű felszínmozgások is csak részletes térképeken, illetve térképsorozatokon értelmezhetők (Pécsi & Juhász, 1974; Szabó, et al. 2007). Az országban felvételezett felszínmozgások több mint 80%-a a csuszamlások közé tartozik (Fodor & Kleb, 1986).

A korábbi vizsgálatok alapján vannak olyan geomorfológiai körzetei, kistájai az országnak, ahol a mozgást kiváltó természeti és antropogén tényezők kombinációja miatt sokkal gyakrabban fordulnak elő a csuszamlások. Ezek a következő régiókban jellemzőek (Pécsi, et al. 1976): 1. a Dunántúli-dombság fiatal, laza üledékekkel borított térszínei, 2. a dunai teraszvidék, 3. a Dunántúli- és az Északi-középhegység intramontán medencefelszínei és hegységperemi/hegységelőtéri térszínei, 4. a folyók és tavak magaspartjai.

A 19. sz. végétől vannak megfigyelések és adatok a csuszamlások felszínfejlődésben betöltött szerepéről (Szabó, 1996), azonban a részletes vizsgálatok csak a második világháborút követően indultak meg hazánkban. A hírhedt 1964-es dunaújvárosi és az 1970-es dunaföldvári csuszamlások után országos felszínmozgás kataszter (OFK) létrehozását tűzték ki célul. A felvételező munkálatokba több kutatóintézet és érintett bányászati vállalat is bekapcsolódott. Jelenleg az adatbázis több mint másfélezer tételt tartalmaz és már térinformatikai alapon érhető el (www.mbfh.hu).

Vizsgálatainkban egyrészt arra kerestük a választ, hogy milyen tényezők dominálhatják a csuszamlások kialakulását, másrészt pedig, hogy a recens mozgások milyen gyorsan fejlődnek. Általánosan elmondható, hogy egy-egy konkrét terület esetében a jelenleg megfigyelt mozgások nem most aktivizálódtak először, erre mind a szakirodalmi előzmények, mind az OFK adatai utalnak. Azonban a korábbi adatok sokszor nagyon nehezen érhetőek el, vagy alkalmazhatók az újabb vizsgálatokban. A csuszamlások tanulmányozásához és monitoringjához a tanszék eszközállományát használtuk, mely “klasszikus” geodéziai eszközökből áll: Zeiss THEO 020A/010A 1-G 236b teodolit, Sokkia SDL-50 szintező, Topcon HyperPro GPS és Sokkia SET 630 RK3 total station.

2.1. Szempontok a csuszamlások kialakulásának feltételeihez [8, 12, 13, 26, 27, 37, 39, 40, 41]

A különféle típusú tömegmozgások kialakulásának általános feltételei jól ismertek mind a nemzetközi, mind a hazai szakirodalomban (*Fookes, et al. 2007; Szabó, 1996*). Az egyes konkrét esetek azonban eltérő jellegzetességekkel rendelkeznek; lokális tényezők szabják meg e veszélyes folyamatok fejlődését. Az általunk vizsgált tényezők (antropogén hatások, településkörnyezet, növényzeti borítottság, csapadék, vízállás és földtani-morfológiai jellemzők) és a vizsgált felszínmozgásos területek (Tihany, Dunakömlőd, Paks és Dunaszekcső) újabb adatokkal járultak hozzá e veszélyes folyamatok jobb megismeréséhez. Ez rendkívül fontos hazánk érintett régiói számára, mivel az elmúlt időszakban (2011-től) csak a Duna menti magaspартok Budapesttől délre eső szakaszain több milliárd forint értékben végeztek beavatkozásokat a partfalak stabilizációjára.

Az egyik legfontosabb tényező a csuszamlások kialakulásánál a víz. A felszíni és felszín alatti vizek hatására a lejtőt felépítő kőzetrétegek átnedvesednek, ami a stabilitás elvesztéséhez vezet. Vizsgálatainkban egy aktív, kis kiterjedésű csuszamlást elemeztünk, mely közlekedési útvonalat, természetvédelmi területet és túraösvényt veszélyeztetett, ez utóbbi érintett részét meg is semmisítette. A Tihanyi-félsziget földtani-morfológiai adottságainál fogva ideális térszíne a csuszamlások kialakulásának. A Balaton vízfelülete és egy relatíve magas (80–100 m), meredek (jellemzően $>20^\circ$), laza, harmadidőszaki üledékes kőzetekből álló part található. Az érintkezési zónában évszázadok óta előfordulnak csuszamlások. Ezek kialakulását befolyásolta a Balaton vízállása, melynek szabályozás előtti vízszíningadozása elérte a ± 6 –8 métert (*Marosi & Szilárd, 1981*). és a csapadék mennyisége (*Juhász, 1999, 2004*), valamint az antropogén hatások, mivel a félsziget évezredek óta lakott. Viszont a vizsgált Ciprián-forrás (a félsziget egyetlen forrása, 138 m t.sz.f.) közvetlen környékén az elmúlt 150 évben nem jegyeztek fel mozgásokat, de az építésföldtani térképezés során e területet nem értékelhető, kevert csuszamlásos anyagként írták le (*Láng, et al. 1970*). A területen az első mozgásokat 1996 őszén, majd egy jelentősebb felújulást 2007 szeptemberében észleltünk. A csuszamlás következtében járhatatlanná vált a piros + turistaút és maga a foglalt forrás is megsérült. A részletesen vizsgált terület egy korábbi nagy csuszamlásrendszer (100–150 m szélességben Gödrös és a forrás között) keleti kis részének reaktiválódásával alakult ki. A rendelkezésre álló helyi csapadékatatok alapján (*Balaton Vízügyi Kirendeltség, 1997; Vers, 2008*) az 1996 augusztusi és szeptemberi (103, illetve 176,6 mm), valamint a 2007 augusztusi (146 mm) összcsapadék egyértelműen összefüggésbe hozható a mozgás kialakulásával és felújulásával. A korábbi vizsgálatok (*Juhász, 1999, 2004*) összefüggést találtak a csapadékosabb periódusok és a mozgások aktivizálódása között (pl. 1908–10, 1936–37 és 1965–68), melyet a Ciprián-forrás környékén végzett vizsgálataink is alátámasztanak (*Fábián et al., 2010a, 2010b*), mivel ezek a vizsgált csapadékmennyiségek mintegy 150–250%-kal haladják meg az adott időszak sokévi átlagát.

A növényzet fontos szerepet játszik a lejtők stabilitásában, mivel több hatáson (infiltráció, evapotranspiráció) keresztül csökkentik a talajba jutó víz mennyiségét (*Bódis, 2011*). Másrészt a fászfűző vegetáció gyökérzetével összetartó erőt képez a laza felszínközeli anyagokban. A mozgásveszélyes magaspартoknál sokszor hiányzik e védő növényzet, vagy ha jelen van, akkor is jelentősen átalakult. Egyik munkánk során egy veszélyeztetett, de nagyobb mozgásoktól mentes, ámde folyamatosan változó,

időnként aktív és környezetében antropogén hatásokkal terhelt magasparton (Paks–Dunakömlőd) ökológiai szempontból vizsgáltuk a jelenkori vegetációt, hogy összevethessük a potenciális társulásokkal és feltárjuk azok kapcsolatát a korábbi és recens felszínmozgásokkal. A növényfelmérés alapját az élőhelyek szerinti klasszisokba (zónákba) sorolás adta, mely a felszínmozgásos domborzatot vette figyelembe, saját terepi megfigyelések (*Magyar, et al. 2014*) és szakirodalmi vizsgálatok (*Fodor, et al. 1981*) tükrében. Így különül el egymástól a partfal lába – mely főként az ott futó közlekedési útvonalak menti területet jelenti – és a csuszamlásos lejtő, valamint annak is stabilizálódott és instabil részei. Önálló osztályt jelent a partfal felső széle, valamint az egyedi fajösszetételű vizes, vizenyős területek is. A fafajok felvételezése 25 m²-es kvadrátokban történt konkrét fajszám meghatározással, míg a többi növény esetében, ha jelen voltak megbecsültük a magaspart klasszisaiban az elterjedésüket. A terület felmérése során a növényfajok területegységenkénti felszínborításának megállapítása, azok arányosíthatósága volt a cél.

A terepbejárások során megállapítottuk, hogy a növényborítottság és a tömegmozgásos formák, illetve azok felszíni vetületei között szoros kapcsolat mutatható ki, annál is inkább, mivel a rendszeres partszakadások, kisebb-nagyobb omlások következtében a magaspart morfológiai arculata folyamatosan változik. Mára a természetes fás társulások egyedül a lankásabb részeken maradtak fenn, ahol hatásukra jóval kevesebb fény jut az aljnövényzetnek. A löszpart meredekebb szakaszainak helyét fokozatosan a kezdetben még összefüggő, később mozaikosan felszakadozó gyeptakaró veszi át. A magaspart lábánál, árkainak mélyén, vízmosásaiban (horhosaiban) főleg nitrogén-kedvelő fajok telepedtek meg, illetve a magasabb nedvességtartalom következtében a növényzet is sűrűbb. A gyakori felszínmozgással sújtott területeken kevesebb az aljnövényzet, inkább egyveretűen szálas fűfélék jellemzik, melyek laza gyepet alkotnak, továbbá kétszikűek, különböző egyéves növények és alkalmankénti gyomok is megjelennek. Az aktív besorolású területeken a növényfajok megjelenése, és azok száma tekintetében párhuzam fedezhető fel. Az évelő fűfélék, főleg a kisebb-nagyobb párkányokon nehezen megközelíthető peremeken jelennek meg. A növényállomány ritka, hézagos, tehát az alapkőzet, a lösz sokfelé a felszínen van. Talajuk gyakorlatilag nincs, mert szinte a lösz alapkőzetben gyökereznek, melynek mésztartalmát több növény is jelzi, mint a tatárjuhar (*Acer tataricum*) és a molyhos tölgy (*Quercus pubescens*). A fás szárú növények megjelenése részlegesen megállítja a magaspart szakadását. Azonban az aktívnek minősített területeken alacsony a fák mérete és kevés a száma is (*Magyar, et al. 2015*).

Az emberi létesítmények, illetve a megépítésükhöz szükséges átalakítások szintén jelentősen befolyásolják a lejtők stabilitását (pl. Kulcs, Rácalmás). Még olyan területeken is, ahol a korábbi vizsgálatok az adott magaspart-szakaszt az ún. folyóvízi üledékekkel védett inaktív magaspartok közé sorolták (*Karácsonyi és Scheuer, 1972; Fodor, et al. 1981; Fábrián, 2003*). A növényzeti felméréssel párhuzamosan a Paks–dunakömlődi partszakasz belterületi részein kárszakértő bevonásával felmérést végeztünk, mely során a mozgásveszélyes területek meghatározásra kerültek (*Magyar, et al. 2014*). 449 lakóépület van Dunakömlődön, és ebből 85-ön (19%) figyelhető meg olyan – a talajfelszín irányából felfelé induló – repedés, mely kimondottan az elmúlt 15–20 év felszínmozgásaira utal. Az épületek jelentős része (mintegy 60 db) két méternél hosszabb repedéssel rendelkezik, melyek a nem megfelelő karbantartástól, az útépitéskor fellépő rezgésektől, valamint az antropogén feltöltést követő tömörödéstől sérültek meg. A településen 115 ház épült vályogtéglából, ezek főleg a falu DK-i részén, a Sánc-hegytől

nyugatra találhatóak, a mozgások is éppen ezeket érintették legnagyobb arányban. A vázkerámiából épült házak gyakori megjelenése a vályogtéglá házak helyén, utóbbiak összeomlására, jelentős károsodására utalnak (az utóbbi években több vályogtéglából épült ház elbontása történt meg). Az épületkárok alapvetően a házak homlokfalán, tehát a magasparttal párhuzamos házrészben jelentkeznek és akár többméteres repedésekben is megnyilvánulhatnak. A mozgással érintett településrészek házai a magaspart hatászónájában állnak. Ez a település középső részének keleti kitétséggű lejtőit és a déli településrészen, a Vörösmalom-árok mindkét völglejtőjét érinti. Az utóbbi esetében nem klasszikus magasparti felszínfejlődésről beszélhetünk, hiszen a terület nem érintkezik közvetlenül a Dunával, illetve annak Imsósi medermaradványával. Persze ez nem jelenti azt, hogy az előző földrajzi-topográfiai helyzetet előidéző É–D irányú Sánc-hegy (ellentétes oldali) keleti kitétséggű, meredek lejtőjén ne működne a magasparti mozgásfolyamatok, csak itt éppen ezért nem épültek lakóházak korábban sem. A Duna ártér, illetve a 6-os számú főközlekedési út felé tekintő, még ma is jól kirajzolódó meredek lejtőjű, íves megjelenésű szakadásfront – amely a Lussonium Castrum keleti részét is elromboló mozgásfolyamat eredménye – újabb mozgások generálója is egyben. E meredek lejtőn rendszeresen a sekély fészki, köpenyszerű csuszamlások, jellemzőbben omlások. Ezt a fiatal, meredek keleti lejtőt Paks és Dunakömlőd között több, a lösz lepusztulásformáihoz sorolt eróziós szakadékvölgy, árok, szurdik réseli be. A mély, gyorsan hátravágódó, a löszösszetet még nem teljesen átréselő meredek, függőleges falú, nagy esésű, de csekély hosszúságú szakadékvölgyek az intenzív csapadékhullást követően nagy mennyiségű iszapos, löszös hordalékot raknak le a magaspart lábánál.

A település egy részének helyet adó – a keleti meredek lejtőkkel szemben – enyhébb lejtőjű nyugati oldalon is jellemzőek a tömegmozgások éppen úgy, mint a Vörösmalom-árok további települést érintő völglejtőin. A lakóépületek szinte mindegyikéhez alakítottak ki a löszfalba vájt, egyeneságú, téglalobozat nélküli pincét, amelyek az egyébként is porózus szerkezetű, így omlásra hajlamosabb löszfal stabilitását tovább rontják. A pincebeomlások, partfalmozgások gyakori jelenségnek számítanak, melyre bejárataik saját partfal anyagával történő betemetődése utal. E folyamatokat tovább erősíti a magasparton, illetve annak közvetlen közelében végzett szántóföldi növénytermesztés is, amely egyrészt fokozza az eróziót, másrészt a megoldatlan vízelvezetés miatt a magaspartok pincékkel gyengített peremére koncentrálja a lefolyó csapadékvizet. A tömegmozgások még nagyobb területre történő kiterjedését a jelentős antropogén feltöltések konzolidálatlan, kevésbé állékony üledékei tovább fokozzák (*Magyar, et al. 2014*).

Általában az egyik legfontosabb tényező a csuszamlások kialakulásában a lejtőt felépítő kőzetek, illetve azok kőzettani sajátosságai, ezért vizsgálatainkban (*Magyar, et al. 2014*) áttekintettük e magaspartokat felépítő mintegy 6 millió év földtani képződményeit. A Paksi Atomerőműhöz kapcsolódó részletes földtani vizsgálatokból tudjuk, hogy a közép-dunai területen a késő miocén és pliocén volt a legaktívabb tektonikai időszak. Ekkor süllyedt meg a terület és halmozódtak fel a tavi üledékek (anyag, homok, márga), melyeknek vastagsága az átlagos magyarországi 1000 méter helyett itt csak kb. 500 méter. A Pannon-tó feltöltődése és kiszáradása után az ún. Pannon-tábla erodálódott és tektonikai vonalak mentén vertikálisan differenciálódott, kialakítva ezáltal a mai vízhálózat őst. A jelentős, kb. 7 és 3,5 millió év közötti eróziós periódus után a pliocén végére és a pleisztocén elejére egy enyhén dél-délkelet felé lejtő, de völgyekkel felszabdalt térszín alakult ki (*cf. 2. ábra in Marosi és Schweitzer, 1997 p. 166*). A plio-

pleisztocén eolikus és szubaerikus szárazföldi üledékek diszkordánsan, dél-délkelet felé kivastagodva települnek az egykori pliocén szárazföldi térszínre. E fiatal üledékösszlet kezdő tagja minden esetben az ún. Dunaföldvári Formációhoz sorolt, de valójában vitatott hovatartozású és korú regionális mállástermék a jellegzetes vörösagyag (Kovács, et al. 2011). Ezek az idős agyag és agyagos üledékek a Dunaföldvári, Paksi, Tengelici és Szekszárdi szelvényekből is ismertek (Pécsi, 1985; Schweitzer és Szöőr, 1997; Kovács, et al. 2011). Jámbor és Rálišchné (2002) szerint a Tengelic Formáció, a Dunaföldvári sorozat és a paksi vörösagyagok (Pv₁₋₅) tartoznak ide.

A vörösagyagok felett tipikus eolikus lösz-paleotalaj sorozat települ, melyet Pécsi (1993) litológiai összetételük és sztratigráfiai helyzetük alapján két fő csoportba rendezett. Az alsó, idősebb sorozat típusfeltárása Pakson van, amelyben 6 lösz és 5 paleotalaj található számos eróziós hiátussal a rétegösszletben. A fiatalabb és homokosabb lösz sorozat típusfeltárásai Mende és Basaharc településeken található. A magyarországi löszök legfelső, egyben legfiatalabb részét az előbbi ún. fiatal löszök tetejét a Dunaújváros-Tápiósüly sorozat adja, mely már csak humuszos szinteket tartalmaz (h₁, h₂), valódi paleotalajokat nem. Az elmúlt két évtized új tudományos eredményei alapján kijelenthető, hogy a hazai löszök és paleotalajok jóval idősebbek a korábban gondoltnál. A fiatal löszök alsó határát jelző MB talaj kb. 400 ezer éves, így a fiatal löszsorozat képződése már az MIS 9 előtt megkezdődött (Horváth, 2001; Thiel, et al. 2014). A glaciális fázisokban az eolikus folyamatoknak köszönhetően egy löszsík formálódott az Alföld nyugati felén (Mezőföld). E löszsíknek a Duna által laterális erózióval történő elrombolását vizsgáltuk több munkánkban (Fábián, et al. 2005, 2006, 2007; Lóczy, et al. 2008; Magyar, et al. 2014), így tudjuk, hogy a löszsík felépítéséből és szerkezetéből fakadó sajátosságok mellett a Duna utolsó 100 ezer éves futásirány változásai befolyásolták a terület kialakulását és formakincsét. Legalább három elképzelés ismert a magyar szakirodalomban, amely különféle okokkal magyarázza az irányváltást. Az egyik szerint az Ős-Duna alföldi irányváltásait tektonikai folyamatok kontrollálták. A Baja–Kalocsa térségében bekövetkező, süllyedés miatt (Tóth, et al. 2006) a folyó nyugat felé vándorolt, elhagyva egykori medreit; azóta formálja a Mezőföld keleti peremét. Másik elképzelés szerint a glaciális kilengések okozta vízhozam változások a felelősek a folyó irányának eltéréseért, mivel a nyugati ágak több vízutánpótlást kaptak a karsztos háttérterület (Dunántúli-középhegység) felől. Így a keleti mellékágak fokozatosan kiszáradtak és elhaltak, majd a terminációk során megnövekvő vízhozam bevágódásra készítette a folyót (Gábris & Nádor, 2007), illetve annak nyugati ágait. Végül a Duna mintegy lecsúszott a hordalékkúpjáról nyugati irányban (Somogyi, 2001). Harmadrészt e kitérülést néhány tanulmány (Balla, 2009) a Coriolis erő hatásának tulajdonítja, amit a hazai árterek rendszeres aszimmetrikus megjelenése is alátámaszt.

A Duna folyóvízi üledékében megtalált uszadékfák radiokarbon kora Paks esetében 40 000 év és Szekszárd esetében 10880±150 év (Hertelendi, et al. 1991). A Duna teraszok kifejlődése bizonyítja a Duna megjelenését az É-D-i tengelyben: Budapesttől délre csak a legfiatalabb II/a (27–32 ka) terasz található meg, igaz csak szórványosan (Dunaszentgyörgy, Mohács), míg az ennél idősebb szintek teljesen hiányoznak (Pécsi, 1991). Mindhárom megközelítés és saját vizsgálataink is alátámasztják azt, hogy a Duna jelenlegi folyásiránya a késő pleniglaciálisban alakult ki.

A Duna allúviumának két picike magaslata a Solti- (124 m) és a Tétel-halom (112 m) bizonyítja a folyó laterális erózióját és a mezőföldi löszsík korábbi keleti kiterjedését (Lóczy, *et al.* 1989). E halmok anyaga és rétegsora megegyezik a mezőföldi magaspártok anyagával. Az egykori magaspártokhoz hegyesszögben érkező (ÉÉNy-DDK), azokkal szinte párhuzamosan hátráló mellékvölgyek leválasztották a szigetszerű kiemelkedéseket és a Duna megkerülte azokat. E folyamat jól megfigyelhető ma is a dunaföldvári és dunaszekcsői magaspárt mentén. A Duna tehát alámosta a Mezőföld peremét csuszamlásokkal veszélyeztetett lösz magaspártokat alakítva ki (Józsa, *et al.* 2014).

2.2. Csuszamlások dinamikája és monitoring vizsgálatok [6, 20]

Az utóbbi tíz évet megelőzően, jellemzően csak a csuszamlások kialakulása, a katasztrófa bekövetkezése után folytak vizsgálatok. Vizsgálták a létrejött formákat, földtani és hidrológiai kapcsolatokat kerestek, genetikai következtetéseket vontak le (Pécsi, 1971; Bendeffy, 1972). Arra vonatkozóan, hogy az adott csuszamlás, hogyan alakul ki, miként fejlődik tovább, milyen morfológiai és dinamikai sajátosságokat mutat elég kevés adatot találunk a korai előzményekben. A részletes vizsgálatokhoz Duna menti (Dunaszekcső) mintaterületet választottunk, mely rendelkezik szakirodalmi előzményekkel.

A dunaszekcsői Várhegy az utóbbi évek egyik legjobban és különféle módszerekkel tanulmányozott aktív csuszamlásos területe. Ennek oka, hogy a 2006 őszén jelentkező első felszíni repedések és épületkárok után azonnal megindult a terület monitoring vizsgálata, melybe több intézmény is bekapcsolódott (Újvári, *et al.* 2009). A vizsgált terület a bronzkor óta lakott és már a római korban Pannonia provincia védelmének egyik kulcspontja. Az itt épült erődítmény, Lugio romjai szinte teljesen megsemmisültek, azonban a történelmi dokumentumok és a limes archeológiai vizsgálata alapján léte bizonyított (Visy, 2000). A castellum feltételezett alaprajzát (Halász, 1952) illesztettük a Várhegy jelenlegi felszínéhez, ami alapján a keleti tornyok és a falak egy részének korábbi, nem ismert mértékű pusztulása feltételezhető. Az OFK adatai alapján a II. világháborút követően legalább két periódusban, az 50-es és 70-es években regisztráltak itt felszínmozgásokat. A 2006-ban kezdődő és 2011-ben reaktiválódó recens csuszamlás számításaink szerint a castellum egykori területének, mintegy 30–40%-át pusztította el (Kovács, *et al.* 2015). Összevetve ezt más hazai magaspártok hátrálási értékével (Lóczy, *et al.* 1989), valamivel lassabb folyamatot feltételezhetünk. A partfal lassabb hátrálásának oka a Duna szétágazó medermintázatában keresendő, melyet csak a Baracscai-ág 19. század végi elzárásával változtattak meg. Ettől kezdve a Duna teljes vízhozammal nekifut a Várhegynek és bár építettek párhuzamműveket a partfal előtt, de ezek a nagyvizek alkalmával nem védik meg a magaspártot és a Duna alámossa, átáztatja azt (Kovács, *et al.* 2015). Kraft (2011) szintén 1860-as évektől megjelenő csuszamlásokat említ a II. katonai felmérés térképei alapján.

Az egyik vizsgálatsorozatban, arra kerestük a választ, hogy a 2008. február 12-én bekövetkezett nagy mozgás után a háttérterület, azaz a szakadásfronttól nyugatra eső felszínnek, milyen mértékben vesztek el stabilitásukat. A választott mintaterület egy éves monitoringja során egy fix térbeli rácsháló felszíni pontjainak magasságváltozási trendjeit elemeztük. A megfigyelés egyik eredménye, hogy kimutattuk a felszín magasságának évszakos változását, hullámozását, melynek értéke $\pm 1-2$ cm között ingadozik. A

másik eredmény, hogy a vizsgált terület azonos vonalba eső pontjainak mért magassági értékei 78%-ban csökkenő tendenciát mutatnak, azaz a szakadásfront mögötti közvetlen terület a nagy csuszamlás után süllyedni kezdett. Sikerült azt is kimutatni, hogy ez nem egyenletesen történt, hanem a szakadásfronttal kb. párhuzamos vonalak mentén lokális süllyedések jöttek létre (–1, –13 cm), ahol feltételeztük a Várhegy tömbjének további stabilitásvesztését és újabb esetleges szakadásfront(ok) kialakulását (*Bugya, et al. 2011*). E megfigyeléseinket a későbbi történések és vizsgálatok igazolták (*Bányai, et al. 2014*).

A későbbi terepi vizsgálatok során az előző mérési hálózat kiterjesztésével a Várhegy teljes délkeleti peremét monitoroztuk, több mint 100 fix pontot mértünk fel, 5×5 méteres hálóban, 20 alkalommal (majdnem havi rendszerességgel), hogy a 2011 tavaszán visszatérő csuszamlás fejlődését nyomon kövessük. Előzetes eredményeinket tudományos konferenciákon tettük közzé (*Fábián, 2012, 2013*), szakdolgozatok témája volt és jelenleg is dolgoznak rajta TDK hallgatóink². Az újabb mérési sorozatban sikerült egyértelműen azonosítani a felújuló mozgás fő szakadásfrontját, illetve mérési adatok alapján kirajzolni annak déli, délkeleti irányát, mielőtt az a terepen teljesen egyértelművé vált volna. Az új mozgási periódusban a korábbi déli blokk (2008) stabil háttére kettő, mozgási jellegében határozottan elkülönülő alegységre vált. Az északi pontok esetében dominált a mozgás keleti, északkeleti iránya és a lassabb süllyedés, míg a déli pontok sokkal gyorsabban (de időben kicsit később, megkésve) süllyedtek és kevésbé távolodtak kelet felé (szinte függőleges az elmozdulás). A felújuló csuszamlás északi alegységén belül másodlagos törési szerkezetek felszíni repedései jelezték az eltérő dinamikát. A mozgó tömeg háttértől független mozgási pályái eltérően alakultak ki az északi és déli alegységen: míg északon relatíve enyhébb hajlású volt a csúszólap, addig délen nagyon meredek (*Kovács, et al. 2015*).

Arra vonatkozóan, hogy milyen típusba sorolható az észlelt mozgás eltérők a vélemények. Az első fázis (2006–2008) mozgását a hosszútávú (korábbi évtizedekre vonatkozó) terepi megfigyelések (*Kraft, 2005*) és geodéziai adatok (*Újvári, et al. 2009*) alapján rogyásos suvadásként értelmezték (*Kraft, 2011*). Mások a mozgások kinematikáját leíró modellek alapján kettős csúszópályával rendelkező rotációs mozgásként értelmezték (*Karbon, et al. 2011*). A második fázisban (2011–) a repedések ERT (Electrical Resistivity Tomography) vizsgálata alapján azok felső 10 (max. 20) méteres szakasza a felszínre merőlegesnek feltételezhető (*Szalai, et al. 2014*). Az általunk mért és számított mozgási adatok alapján a blokk, bár minimálisan eltérő mértékben, de szinte egy felszínként süllyedt. A lösz szerkezetéből és fizikai tulajdonságaiból adódóan képes tömörödni, ami megfelelő magyarázatot ad az előtér (Duna part) hiányzó jelentősebb emelkedésére. Kisebb mederdeformációk kialakultak 2008 után, de a jelen (2011-től kezdődő) felújulás nem hozott újabbakat. Véleményünk szerint az első fázishoz hasonlóan inkább rogyásos a jelen mozgás, mintsem rotációs. *Scheuer (1979)* korai vizsgálatai is e típusként, ún. partrogyásként írta le a dunaszekcsői mozgásokat. A csúszópálya bár nagyon meredek, de némi keleti komponens ad a mozgáshoz.

² Az új tudományos eredmények közzélése folyamatban van.

3. A villámárvíz, mint természeti veszélyforrás

Az árvízi események külön típusát képviselik az ún. villámárvizek, melyeket elsősorban az esemény lefolyásának rövid, maximum 6 órás időtartama különböztet meg a többi „normális” áradástól. A léptékváltásból adódó problémák (vízgyűjtőterület, vízhozam, folyóhossz, kialakulási idő) teszik szükségessé a teljesen eltérő tudományos megközelítést. A villámárvizek – amellet, hogy Földünk jelentős területein – hazánkban is a legjelentősebb természeti veszélyek közé tartoznak, minthogy súlyos veszteségeket okoznak emberéletben és anyagi javakban egyaránt. A jelentős kockázat ellenére több bizonytalanság is nehezíti a folyamat megértését, ahogy a megtörtént események is sokszor rosszul, vagy alig dokumentáltak. A villámárvizek kialakulását és lefolyását befolyásoló paramétereket statikus és dinamikus csoportba oszthatjuk. Így statikus a domborzat, a felszínborítottság, a vízrajzi és talajtani viszonyok, de dinamikus maga az időjárási (csapadék) esemény, amely többnyire kiváltja a folyamatot.

Az kétségtelen, hogy leginkább a meteorológiai megközelítésű „túl sok víz, túl rövid idő alatt” elv érvényesül, tehát az adott vízgyűjtőn megfigyelt extrém csapadékesemények alapvetően befolyásolják a villámárvizek kialakulását és lefolyását. Intenzív csapadékesemény kialakulására az ország szinte bármely pontján van esély, mert kialakulásuk összefügg a domborzattal (pl. Mátraerdő, Bakonyerdő), illetve a gyors nyári felmelegedésekből kialakuló konvektív jellegű zivatarokkal, vagy a tavaszi–ősz frontális csapadékkal. Az eddig valaha mért és becsült legnagyobb napi csapadékösszeg 203 mm (Gyömrő, 1963) és 260 mm (Dad, 1953), míg az egy órás maximális csapadékösszeg 120 mm (Heves, 1988) volt hazánkban. A villámárvizek kialakulásának szempontjából azonban nem a klasszikus időjárási adatokban szereplő napi/havi/évi csapadékösszegek a meghatározók, hanem a perces, tízperces, vagy maximum órás viszonylatban mért események. Ilyen részletes adatok azonban az ország teljes területére nem érhetők el, sőt az időhiány miatt pontosan nem is jelezhetők előre (Czigány, et al. 2010b).

A Nemzeti Katasztrófa Kockázat Értékelés alapján hazánk kisebb területein, főleg a Bükk, a Mátra, a Gerecse, a Bakony és a Mecsek térségében az 50 mm-t meghaladó napi csapadékösszegek éves átlagos előfordulási gyakorisága eléri a 0,5 napot. Továbbá a 100 éves visszatérési periódusú napi csapadékösszegek ugyanezek a területeken meghaladják a 100 mm-t. Az OMSZ adatai alapján egyértelmű, hogy az elmúlt száz évben az éves csapadékösszeg minimálisan, a csapadékos napok száma azonban jelentősebben csökkent. A hosszútávú trenddel ellentétben rövid távon (utóbbi 25 év) nagymértékben nőtt (16–25%) az évi átlagos csapadékösszeg. Ebből következik, hogy jelentősen nő az egy napra jutó átlagos csapadékmennyiség, azaz a csapadékintenzitás. Míg a 20. század első felében az éves csapadék közel ötödét a legintenzívebb csapadékesemények 1%-a adta, addig az utóbbi harminc évben ez az arány megduplázódott. A korábban domináns május, június és július helyett az év szinte bármely hónapjában előfordulhatnak intenzív csapadékesemények ($pd \geq 30$ mm).

A fentiek alapján egyértelműen megállapítható, hogy a villámárvizek vizsgálata merőben más megközelítést igényel, mint a hagyományos síkvidéki elöntéseké (Radvánszky, et al. 2010). Ha kisebb vízgyűjtőket, vagy részvízgyűjtőket vizsgálunk, akkor külön kell foglalkozni az antropogén morfológiai elemekkel – mint pl. ártéri épületek, út és vasúti töltések, kis áteresztő képességű hidak stb. –, amelyek sajnos sokszor fokozhatják a kockázatot (Fábián, et al. 2009).

3.1. A villámárvizek kialakulásának geomorfológiai tényezői [2, 5, 7, 11, 21, 28]

A másik alapvető tényező, ami befolyásolja a villámárvizek kialakulását a domborzat. Hazánk területének több mint 30%-a fekszik felszabdalt dombsági és hegységi vízgyűjtő területen. Geomorfológiai szempontból kiemelten veszélyeztetettek a nagy reliefenergiával rendelkező hegyvidéki és a kisebb reliefenergiával rendelkező, de nagymértékben felszabdalt dombvidéki területek is. Ilyen helyeken a völgyek sokszor nem is rendelkeznek állandó, vagy időszakos vízfolyásokkal, gyakoriak a deráziós és eróziós-deráziós típusok, valamint a mélyutak. Önmagában egy meredek lejtő nem képes árvíz kialakítására, ehhez az szükséges, hogy a domborzat meredekségében (lejtőhajlásban, völgytalp esésében) határozott változás történjen. E változásokat jelölik az inflexiós pontok, melyek valódi veszélyforrások, mert az árvizeket okozó víztömegek itt lassulnak le és torlódnak össze (*Czigány, et al. 2011; Kovács, et al. 2015*).

Több megtörtént esemény rekonstrukciója, elemzése és a modellszámítások alapján is kijelenthető, hogy a gyér növényzet, az impermeábilis rétegek magas aránya, vagy épp a csapadékelvezető-rendszer karbantartásának hiánya elősegíti a villámárvizek kialakulását. A természetes vegetáció esetében a téli és tavaszi hónapok, a szántóföldi művelés alatt álló területeken főleg a tavaszi kultúrák, de a monokulturális jelleg miatt szinte az összes évszak veszélyeztetett (*Czigány, et al. 2009*). Külön ki kell emelni az erdőgazdálkodással művelt kisvízfolyások forrásvidékét, ahol a vízgyűjtők felső szakaszán a fakitermelés egyrészt gyorsítja a lefolyást, másrészt fatörmeléket biztosít a meder elgátolásához. Ezáltal megváltozik a kisvízfolyás jellege, a meder morfológiája és vízszállítási kapacitása, amely a gyakoribbá váló extrém csapadékesemények megfelelő természetes elvezetését gátolja, vagy épp fokozott eróziót jelent (*Fábián, et al. 2016*).

Talajtani szempontból a kötött, agyagos és vályogos jellegű talajjal borított területek veszélyeztetettek, minthogy e talajok alacsony beszivárgási és vízvezető-képességgel rendelkeznek. Ez kisebb csapadékkintenzitás mellett is meggátolja a nedvesség befogadását, ami elősegíti a nagyarányú felszíni lefolyást (*Czigány, et al. 2010a*). A kisebb vízfolyások vízhozama képes olyan drasztikusan emelkedni egyik pillanatról a másikra, hogy hatalmas törmelékmennyiséget képesek megmozgatni, akár sziklatömböket, akár fatörzseket elragadva az adott völgyből (*Kalmár, et al. 2015*).

A városok fokozottan veszélyeztetettek, mert a sűrű városias beépítettség, valamint a burkolt felületek magas aránya is növeli a gyors felszíni lefolyás kockázatát. Nem véletlen, hogy az utóbbi években a jelentős relieffel rendelkező városaink (pl. Szekszárd, Pécs) hirtelen áradásokkal sújtottak. Bár a domborzatmodellek elengedhetetlenül szükségesek a villámárvizek modellezéséhez, a szabadon hozzáférhető adatbázisok (SRTM, AsterDEM) még mindig túl sok hibával terheltek, amiket nehéz automatizált módon javítani. A klasszikus 1:10 000 méretarányú EOVS térképek, illetve a belőlük előállított digitális állományok is lehetnek pontatlanok, épp az urbanus terek esetében a beépítések miatt (*Józsa, et al. 2014*). Emellett pont a forrásvidékek apró részvízgyűjtőinek domborzati adatai lényegesen befolyásolhatják egy-egy esemény kialakulását (*Kalmár, et al. 2015*). Hangsúlyozni kell, hogy mindezek mellett több tényező szerencsétlen egybeesése is szükséges a katasztrófák kialakulásához és előrejelzés hiányában a prevenció és a tájékoztatás a két legfontosabb eszköz az értékek védelmében.

3.2. Villámárvizek vizsgálata a Dél-Dunántúlon [24, 30, 32]

A villámárvizek kialakulásában a Dél-Dunántúl területe kiemelten veszélyeztetett. Ezt több tanulmány (pl. *Czigány, et al. 2009; Czigány, et al. 2011*) és saját vizsgálataink is igazolják (*Czigány, et al. 2010*). Kevésbé jellemző, de a villámárvizek jelentős, ugyanakkor nem kiemelkedő reliefenergiával jellemzett, dombsági mikro-vízgyűjtőterületeken (<1 km²); állandó vízfolyás nélküli, deráziós, mélyutas völgyekben is kialakulhatnak. Ez utóbbi esetre példa a Bársony utca Nagykönyiban, ahol 2002. május 13-án este méter magas víz hömpölygött végig magával ragadva egy ott parkoló autóbust is. A 18:30 és 19:15 között lehullott csapadék hatására az említett utcán sáros víz ömlött lefelé felbontva az aszfaltot 250 m hosszan. Az árvíz hatására összesen 18 ház sérült meg, melyből egyet el is kellett bontani. A csapadék mennyisége pontos adatok hiányában csak becsülhető (OMSz radar adatok, TSz csapadékállomás, privát mérés): 45 perc alatt kb. 50–90 mm hullott. A páholyszerű felső vízgyűjtőn épített keresztöltés alulméretezett (d = 80 cm) átereszen kiömlő víz előbb eróziós árkot mélyített a völgy talpába, majd a lemosott talaj és lösz oly mértékben szűkítette az átfolyási keresztmetszetet, hogy “tó” alakult ki a töltés mögött. Ezután a víz átbukva a töltés koronáján kb. egy méter magasan elöntötte a teljes mélyutat a lakóházakkal együtt. Az extrém csapadékeseményen és a fent említett domborzati adottságokon túl az antropogén domborzati és hidrológiai elemek (völgyzáró úttöltés, alulméretezett áteresz), valamint a felszínborítás (szántóföldi művelés) jellege is egyértelműen befolyásolta a katasztrófa kialakulását (*Fábián, et al. 2009*).

A kopár felszínek nyilvánvalóan hatást gyakorolnak a felszíni lefolyás és beszivárgás, valamint az evaporáció arányára és mértékére. A felszínhasználat relatív gyors változása miatt nehezen követhető e paraméter. Egyrészt a természetes vegetáció is folyamatosan változik az évszakoknak megfelelően. Másrészt hazánk domb- és hegyvidéki (hidrológiai megközelítésű) vízgyűjtőin kb. 29 000 km² terület áll művelés alatt, az erdőgazdálkodás kivételével. E területeken a mezőgazdasági kultúrától függően évszakai jelleggel alakulnak ki nyílt, növényzettel alig fedett területek. Mind a mátrakeresztes (Horváth, 2005) és mind az általunk vizsgált nagykönyi (*Fábián, et al. 2009*) katasztrófa értékelése során egyértelmű összefüggést lehetett megállapítani a villámárvizek kialakulása és a felszínborítottság hiánya között. Előbbi esetben a tavaszi időpont miatt (április 18.) még nem alakult ki zárt lombkorona a hegyvidéki vízgyűjtőn. Utóbbi esetben a mikro-vízgyűjtő felső szakaszán kukoricát vetettek, mely az esemény időpontjában (május 13.) még ki sem bújt. Az erdőszült területeken pedig a nem szakszerűen végzett erdőgazdálkodás következtében alakulhatnak ki összefüggő kopár felszínek (*Kalmár, et al. 2015*).

Hivatkozott irodalom

- Balatoni Vízügyi Kirendeltség 1997. A Balaton és a tórészek havi vízháztartási jellemzőinek meghatározása, 1996. – Siófok, 28 p.
- Balla, Z. 2009. A Coriolis-erő hatása folyókra a magyar szakirodalomban. – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2007-ről, Budapest, pp. 79–84.
- Bányai, L., Mentés, G., Újvári, G., Kovács, M., Czap, Z., Gribovszki, K., & Papp, G. 2014. Recurrent landsliding of a high bank at Dunaszekcső, Hungary: Geodetic deformation monitoring and finite element modeling. *Geomorphology*, 210: 1–13.
- Bendeffy, L. 1972. A dunaföldvári partcsuszamlás. – *Földrajzi Közlemények*, 95: 1–17.
- Bódis, V.B. 2011. A dunai magaspartok mozgásviszonyait befolyásoló növényi életfolyamatok és a csapadék. – 2011/2: 1–7.
- Borsy, Z. 1989. Az Alföld hordalékkúpjainak negyedidőszaki fejlődéstörténete. – *Földrajzi Értesítő*, 37: 211–224.
- Brown, J., Ferrians, Jr. O.J., Heginbottom, J.A. and Melnikov, E.S. 1998, revised February 2001. Circum-arctic map of permafrost and ground ice conditions. – Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center. Digital media.
- Buylaert, J.-P., Ghysels, G., Murray, A.S., Thomsen, K.J., Vandenberghe, D., De Corte, F., Heyse, I. and Van Den Haute, P. 2009. Optical dating of relict sand wedges and composite-wedge pseudomorphs in Flanders, Belgium. – *Boreas*, 38: 160–175.
- Christiansen, H.H. 1998. Periglacial sediments in an Eemian–Weichselian succession at Emmerlev Klev, southwestern Jutland, Denmark. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 138: 245–258.
- Czigány, S., Pirkhoffer, E., Geresdi, I. 2009. Environmental impacts of flash floods in Hungary. – In: P. Samuels, S. Huntington, W. Allsop, J. Harrop (eds.) *Flood Risk Management: Research and Practice*. London: Taylor and Francis Group, pp. 1439–1447.
- Czigány, S., Pirkhoffer, E., Geresdi, I. 2010a. Impact of extreme rainfall and soil moisture on flash flood generation. – *Időjárás*, 114: 79–100.
- Czigány, Sz., Pirkhoffer, E., Balassa, B., Bugya, T., Bötkös, T., Gyenizse, P., Nagyvárad, L., Lóczy, D., Geresdi, I. 2010b. Villámárvíz, mint természeti veszélyforrás a Dél-Dunántúlon. – *Földrajzi Közlemények*, 134: 281–298.
- Czigány, Sz., Pirkhoffer, E., Nagyvárad, L., Hegedűs, P., Geresdi, I. 2011. Rapid screening of flash flood-affected watersheds in Hungary. – *Zeitschrift für Geomorphologie* 55: 1–13.
- Dobinski, W. 2011. Permafrost. – *Earth-Science Reviews*, 108: 158–169.
- Dylik, J. 1963. Magyarország periglaciális problémái. – *Földrajzi Értesítő*, 12: 453–464.
- Fábián, Sz.Á. 2003. Geomorphological hazards of the lower reaches of Danube in Hungary. – *Geomorphologia Slovaca*, 3(2): 77–80.
- Fábián, Sz.Á. 2012. Geomorphic mapping and monitoring of an active landslide area in Dunaszekcső. – In: Fubelli G, Dramis F (eds), IAG/AIG International Workshop on “Objective Geomorphological Representation Models: Breaking through a New Geomorphological Mapping Frontier”. Abstract Book, Salerno, Italy, 56–59
- Fábián, Sz.Á. 2013. Post-failure surface changing on a Danubian bluff in Dunaszekcső, Hungary. – *Geomorphologica Slovaca et Bohemica*, 7: 24.
- Fábián, Sz.Á., Kovács, J., Varga, G. 2000. Újabb szempontok hazánk periglaciális klímájához. – *Földrajzi Értesítő* 49: 189–204.
- Fodor, T., Horváth, Zs., Scheuer, Gy., Schweitzer, F. 1981. A Dunakömlőd-Paks közötti dunai magaspart mérnökgeológiai térképezése és vizsgálata. – *Földtani Közlöny*, 111: 258–280.
- Fodor, T., Kleb, B. 1986. Magyarország mérnökgeológiai áttekintése. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 199 p.
- Fookes, P.G., Lee, E.M., & Griffiths, J.S. 2007. *Engineering geomorphology: theory and practice*. – Whittles, 281 p.
- French, H.M. 2007. *The Periglacial Environment*. – John Wiley & Sons, Chichester. 458 p.
- Gábris, Gy. 2007. *Földfelszín és éghajlat*. – ELTE Eötvös Kiadó, Budapest. 225 p.

- Gábris, Gy., Nádor, A. 2007. Long-term fluvial archives in Hungary: response of the Danube and Tisza rivers to tectonic movements and climatic changes during the Quaternary: a review and new synthesis. – *Quaternary Sciences Reviews*, 26: 2758–2782.
- Gądek, B., & Leszkiewicz, J. 2012. Impact of climate warming on the ground surface temperature in the sporadic permafrost zone of the Tatra Mountains, Poland and Slovakia. – *Cold Regions Science and Technology*, 79-80: 75–83.
- Guhl, A., Bertran, P., Zielhofer, C., Fitzsimmons, K. E. 2014. Optically Stimulated Luminescence (OSL) dating of sand-filled wedge structures and their fine-grained host sediment from Jonzac, SW France. – *Boreas*, 42: 317–332.
- Halász, F. 1952. Mi tudunk Dunaszekcsőről az őskortól napjainkig? – *Dunaszekcső Emlékeiért és Jövőjéért Alapítvány, Dunaszekcső*, 266 p
- Harris, S. 1982. Identification of permafrost zones using selected permafrost landforms. – *Proceedings of the Fourth Canadian Permafrost Conference, Calgary, Alberta, March 2–6, 1981*: pp. 49–57.
- Hernes, P., Kiss, T., Sipos, Gy. 2015. Ártéri szintek és paleo-medrek: ártérfejlődés az Alsó-Tisza mentén. – *Földtani Közlöny*, 145: 273–286.
- Hertelendi, E., Petz, R., Scheuer, Gy., Schweitzer, F. 1989. Radiokarbon koradatok a Paks-Szekszárd süllyedék kialakulásához. – *Földrajzi Értesítő*, 38: 319–324.
- Hertelendi, E., Petz, R., Scheuer, Gy., Schweitzer, F. 1991. Radiocarbon age of the formation in the Paks-Szekszárd depression. – In: Pécsi, M. & Schweitzer, F. (eds) *Quaternary environment in Hungary: contribution of the Hungarian National Committee to the XIIIth INQUA Congress Beijing, China*. Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 85–89.
- Horváth, E. 2001. Marker horizons in the loesses of the Carpathian Basin. – *Quaternary International*, 76: 157–163.
- Horváth, Z., Michéli, E., Mindszenty, A., & Berényi-Üveges, J. 2005. Soft-sediment deformation structures in Late Miocene–Pleistocene sediments on the pediment of the Mátra Hills (Visonta, Atkár, Verseg): Cryoturbation, load structures or seismites? – *Tectonophysics*, 410: 81–95.
- Jámbor, Á. és Rálicsné Fergenhauer, E. 2002. A Közép-dunai terület kvarter talpszint térképe szerkesztésének eredménye. – *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1997–98-ról*, Budapest, pp. 161–175.
- Járainé Komlódi, M. 2000. A Kárpát-medence növényzetének kialakulása. – *Tilia*, 9: 5–59.
- Juhász, Á. 1999. A klimatikus hatások szerepe a magaspártok fejlődésében. – *Földtani Kutatás*, 36: 14–20.
- Juhász, Á. 2004. Településeket, létesítményeket veszélyeztető tömegmozgások a balatoni magaspártok mentén. – *Földrajzi Közlemények*, 128: 19–30.
- Karácsonyi, S., Scheuer, Gy., 1972. A dunai magaspártok építésföldtani problémái. – *Földtani Kutatás*, 15: 71–83.
- Karbon, M., Brückl, E., Hegedüs, E., & Preh, A. 2011. Kinematics of a mass movement constrained by sparse and inhomogeneous data. – *Natural Hazards and Earth System Science*, 11(6): 1609–1618.
- Kerekes, J. 1938. Fosszilis tundratalaj a Bükkben. – *Földrajzi Közlemények*, 66: 112–116.
- Kerekes, J. 1939. A pestszentlőrinci fosszilis tundraképződmények. – *Földtani Közlöny*, 69: 131–139.
- Kerekes, J. 1941. Hazánk periglaciális képződményei. – In: *Beszámoló a Magyar Királyi Földtani Intézet vitaüléseinek munkálatairól*. Magyar Királyi Földtani Intézet, Budapest. pp. 97–149.
- Kitover, D.C., van Balen, R.T., Vandenberghe, J., Roche, D.M., and Renssen, H. 2016. LGM Permafrost Thickness and Extent in the Northern Hemisphere derived from the Earth System Model iLOVECLIM. – *Permafrost and Periglacial Processes*, 27: 31–42.
- Kotarba, A. 1992. Natural Environment and Landform Dynamics of the Tatra Mountains. – *Mountain Research and Development*, 12: 105.
- Kovács, J., Fábrián, Sz.Á., Varga, G., Újvári, G., Varga, Gy., Dezső, J. 2011. Plio-Pleistocene red clay deposits in the Pannonian Basin: A review. – *Quaternary International*, 240: 35–43.
- Kraft, J. 2005. A dunaszekcsői Töröklyuk kialakulása és fennmaradása. – *Mecsek Egyesület Évkönyve a 2004-es egyesületi évről*, Új Évfolyam 8: 133–153.
- Kraft, J. 2011. Dunai magaspárt dunaszekcsői részletének rogyásos suvadásai. – In: Török, Á. & Vásárhelyi, B. (Eds.), *Mérnökgeológia–Kőzetmechanika*, pp 93–104.

- Láng, G., Fodor, T., Gedeon, I., Lettrich, E., Kazó, B., Góczán, L., Józsa, E., Székely, F., Péczely Gy., Gelei, G. 1970. Tihany. Magyarázó a Balaton környéke 1:10 000-es építésföldtani térképsorozatához. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 104 p.
- Lindgren, A., Hugelius, G., Kuhry, P., Christensen, T. R., and Vandenberghe, J. 2016. GIS-based Maps and Area Estimates of Northern Hemisphere Permafrost Extent during the Last Glacial Maximum. – *Permafrost and Periglacial Processes*, 27: 6–16.
- Lóczy, D., Balogh, J., Ringer, Á. 1989. Landslide hazard induced by river undercutting along the Danube. – *Supplementi di Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 2: 5–11.
- Łozinski, W. 1909. Über die mechanische Verwitterung der Sandsteine im gemässigten Klima. – *Académie des Sciences de Cracovie, Bulletin Internationale Classe des Sciences Mathématiques et Naturelles*, 1: 1–25.
- Maarleveld, G. 1976. Periglacial phenomena and the mean annual temperature during the Last Glacial time in the Netherlands. – *Biuletyn Peryglacjalny*, 26: 57–78.
- Magyari, E. 2015. A Kárpát-medence és DK-európa késő pleniglaciális és holocén vegetációfejlődése, különös tekintettel a gyors felmelegedési és lehűlési hullámokra mutatott vegetációs válaszokra. – MTA doktori értekezés, Budapest (kézirat)
- Marosi, S. 1966. Kovárványrétegek és periglaciális jelenségek összefüggésének kérdései a belső-somogyi futóhomokban. – *Földrajzi Értesítő*, 15: 27–40.
- Marosi, S., Schweitzer, F. 1997. Geomorfológiai vizsgálatok Paks környékén. – In: Marosi, S., Meskó, A (szerk.) *A Paksi Atomerőmű földrendésbiztonsága*. Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 153–175.
- Marosi, S., Szilárd, J. 1981. A Balaton kialakulása. – *Földrajzi Közlemények*, 105: 1–30.
- Muller, S.W. 1943. Permafrost or permanently frozen ground and related engineering problems. – *Special Report, Strategic Engineering Study, Intelligence Branch Office, Chief of Engineers no. 62*, 136 p.
- Pécsi, M. 1961. A periglaciális talajfagy-jelenségek főbb típusai Magyarországon. – *Földrajzi Közlemények*, 85: 1–24.
- Pécsi, M. 1964. Chronological problem of the patterned soils of Hungary. – *Biuletyn Peryglacjalny*, 14: 279–293.
- Pécsi, M. 1971. Az 1970. évi dunaföldvári földcsuszamlás. – *Földrajzi Értesítő*, 20: 233–238.
- Pécsi, M. 1985. The Neogenerated clays of the Carpathian Basin. – *Studies in Geography in Hungary*, Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 89–98.
- Pécsi, M. 1991. A magyarországi Duna-völgy teraszai és szintjei – In: Pécsi, M., *Geomorfológia és domborzatminősítés*. – MTA FKI, Budapest, pp. 36–47.
- Pécsi, M. 1993. Negyedkor és löszkutatás. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 375 p.
- Pécsi, M. 1997. Szerkezeti és váztalaj képződés Magyarországon. – Magyar Tudományos Akadémia Földrajztudományi Kutatóintézet, Budapest. 296 p.
- Pécsi, M., Juhász, Á. 1974. A magyarországi csuszamlásos területek katasztere és térképi ábrázolása. – *Földrajzi Értesítő*, 23: 193–202.
- Pécsi, M., Juhász, Á., Schweitzer, F. 1976. A magyarországi felszínmozgásos területek térképezése. – *Földrajzi Értesítő*, 25: 223–236.
- Péwé, T.L. 1969. The periglacial environment. – In: Péwé, T.L. (ed.): *The periglacial environment*. – McGill-Queen's University Press., Montreal. pp. 1–9.
- Pinczés, Z. 1977. Hazai középhegységek periglaciális planációs felszínei és üledékei. – *Földrajzi Közlemények*, 101: 41–45.
- Pinczés, Z. 1983. A krioplanációs meredek lejtő kialakulása és morfológiája. – *Földrajzi Értesítő*, 32: 461–471.
- Pinczés, Z. 2005. A Tokaji-hegység kistájai. – *Földrajzi Értesítő*, 54: 209–241.
- Saito, K., Sueyoshi, T., Marchenko, S., Romanovsky, V., Otto-Bliesner, B., Walsh, J., Bigelow, N., Hendricks, A., Yoshikawa, K. 2013. LGM permafrost distribution: how well can the latest PMIP multi-model ensembles perform reconstruction? – *Climate of the Past*, 9: 1697–1714.
- Scheuer, Gy. 1979. A dunai magaspártok mérnökgeológiai vizsgálata. – *Földtani Közlöny*, 109: 230–254.
- Schweitzer, F., Babák, K., Fábrián, Sz.Á., Görcs, N.L., Kovács, I.P., Pozsár, V., Radvánszky B., Varga, G., Varga, Gy. 2012. Geomorfológia. – In: Dövényi Z. (szerk.) *A Kárpát-medence földrajza*. 1351 p. Budapest: Akadémiai Kiadó, pp. 247–331.

- Schweitzer, F., Szőőr, Gy. 1997. Geomorphological and stratigraphical significance of Pliocenered clay in Hungary. – *Zeitschrift für Geomorphologie*, 110: 95–105.
- Sebe, K., Csillag, G., Ruszkiczay-Rüdiger, Z., Fodor, L., Thamó-Bozsó, E., Müller, P., and Braucher, R., 2011. Wind erosion under cold climate: A Pleistocene periglacial mega-yardang system in Central Europe (Western Pannonian Basin, Hungary). – *Geomorphology*, 134: 470–482.
- Somogyi, S. 1974. Meder- és ártérfejlődés a Duna sárközi szakaszán az 1782–1950 közötti térképfelvételek tükrében. – *Földrajzi Értesítő*, 23: 27–36.
- Somogyi, S. 2001. Természeti és társadalmi hatások a Duna mai vízrendszerében. – *Földrajzi Értesítő*, 50: 299–309.
- Szabó, J. 1996. Csuszamlásos folyamatok szerepe a magyarországi tájak geomorfológiai fejlődésében. – *Kossuth Egyetemi Kiadó, Debrecen*, 223 p.
- Szabó, J., Lóki, J., Tóth, Cs., Szabó, G. 2007. Természeti veszélyek Magyarországon. – *Földrajzi Értesítő*, 56: 15–38.
- Szalai, S., Szokoli, K., Novák, A., Tóth, Á., Metwaly, M., & Prácser, E. 2014. Fracture network characterisation of a landslide by electrical resistivity tomography. – *Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss.*, 2(6), 3965–4010.
- Székely, A. 1969. A Magyar-középhegység periglaciális formái és üledékei. – *Földrajzi Közlemények* 93: 271–298.
- Székely, A. 1977. Periglaciális domborzatalakulás a magyar középhegységekben. – *Földrajzi Közlemények*, 101: 55–59.
- Thiel, C., Horváth, E., Frechen, M. 2014. Revisiting the loess/paleosol sequence in Paks, Hungary: A post-IR IRSL based chronology for the 'Young Loess Series'. – *Quaternary International*, 319: 88–98.
- Tóth, L., Győri, F., Mónus, P., Zsíros, T. 2006. Seismic Hazard in the Pannonian region. – In: Pinter, N., Grenerczy, Gy., Weber, J., Stein, S., Medak, D. (eds) *The Adria Microplate: GPS Geodesy, Tectonics, and Hazards*. Springer Verlag, NATO ARW Series Vol. 61, pp. 369–384.
- Újvári, G., Mentés, Gy., Bányai, L., Kraft, J., Gyimóthy, A., Kovács, J. 2009. Evolution of a bank failure along the River Danube at Dunaszekcső. – *Geomorphology*, 109: 197–209.
- Urdea, P. 1992. Rock glaciers and periglacial phenomena in the southern Carpathians. – *Permafrost and Periglacial Processes*, 3: 267–273.
- Van Vliet-Lanoë, B. & Hallegouët, B. 2001: European permafrost at the LGM and at its maximal extent. The geological approach. – In: Paepe, R. & Melnikov, V. (Eds.): *Permafrost Response on Economic Development. Environmental Security and Natural Resources*, Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, pp. 195–213.
- Van Vliet-Lanoë, B., Magyar, Á., Meilliez, F. 2004: Distinguishing between tectonic and periglacial deformations of quaternary continental deposits in Europe. – *Global and Planetary Change*, 43:103–127.
- Vandenberghe, J. & Pissart, A. 1993. Permafrost changes in Europe during the Last Glacial. – *Permafrost and Periglacial Processes*, 4: 121–135.
- Vandenberghe, J., French, H.M., Gorbunov, A., Marchenko, S., Velichko, A.A., Jin, H., ... Wan, X. 2014. The Last Permafrost Maximum (LPM) map of the Northern Hemisphere: permafrost extent and mean annual air temperatures, 25-17 ka BP. – *Boreas*, 43: 652–666.
- Vers, J. 2008. Tihany 1999–2007 évi havi csapadék adatok a Limnológiai Kutatóháznál. – *ex verbis*.
- Visy, Zs. 2000. A ripa Pannonica Magyarországon. – *Akadémiai Kiadó, Budapest*, 144 p.
- Washburn, A. L. 1979. *Geocryology. A Survey of Periglacial Processes and Environments*. – Edward Arnold, London. 406 p.

Az egyetemi doktori (PhD) értekezés óta megjelent publikációk

1. Józsa, E., **Fábián, S.Á.** 2016. Mapping landforms and geomorphological landscapes of Hungary using GIS techniques. – *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 50. (in press)
2. **Fábián, S.Á.**, Kalmár, P., Józsa, E., Sobucki, M. 2016. Hydrogeomorphic exploration of a local headwater stream in low mountainous environment following detailed field survey protocol (Mecsek Mountains, Hungary). – *Revista de Geomorfologie*, 18: 70–82.
3. Czigány, Sz., **Fábián, Sz.Á.**, Ernyes, T. 2016. Gondolatok „A felszíni vizek kutatása Magyarországon: Helyzetkép és javaslatok” címmel a Magyar Tudomány 2015. júliusi számában megjelölt tanulmány kapcsán. – *Magyar Tudomány*, 12: 1521–1526.
4. Bugya T., Trócsányi A., Pirisi G., **Fábián Sz.Á.** 2015. A magyarországi mentőellátás hatékonyságjavításának modellezése – egy lehetséges térinformatikai alkalmazás segítségével. – *Területi Statisztika* 55:(4) pp. 356–369.
5. Kalmár P., **Fábián Sz.Á.**, Sobucki M. 2015. Esettanulmány a természetes vízfolyások felszínformálásáról: a Váraljai-árok északi forrása a Mecsekben. – *Természetföldrajzi Közlemények a Pécsi Tudományegyetem Földrajzi Intézetéből* 2013:(2) pp. 11–22.
6. Kovács I.P., **Fábián Sz.Á.**, Radványszky B., Varga G. 2015. Dunaszekcső Castle Hill: Landslides along the Danubian loess bluff. – In: Lóczy D (szerk.) *Landscapes and Landforms of Hungary*. 294 p. Dordrecht: Springer Science+Business Media B.V., 2015. pp. 113–120. (World Geomorphological Landscapes) (ISBN:978-3-319-08996-6)
7. Kovács I.P., Czigány S., Józsa E., Varga T., Varga G., Pirkhoffer E., **Fábián S.Á.** 2015. Geohazards of the natural protected areas in Southern Transdanubia (Hungary) – *Dynamiques Environnementales* 35:(1) pp. 97–110.
8. Magyar Á., Kovács M., Varga G., Radványszky B., **Fábián Sz.Á.**, Izsák T., Płaczowska E., Tymchenko Y. 2015. Зв'язок між рослинністю і схилівими процесами на високих надзаплавних берегах Пакш–Дунакемледа. – *Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv: Geology* 68:(1) pp. 21–25.
9. Schweitzer F., **Fábián Sz.Á.**, Varga G., Sipos Gy., Kovács I.P. 2015. A periglaciális talajfagyjelenségek kutatása Pécsi Márton nyomán. – *Földrajzi Közlemények* 139:(3) pp. 157–171.
10. **Fábián, S.A.**, Kovács, J., Varga, G., Sipos, G., Horváth, Z., Thamó-Bozsó, E., Tóth G. 2014. Distribution of relict permafrost features in the Pannonian Basin, Hungary. – *Boreas* 43:(3) pp. 722–732.
11. Józsa E., **Fábián S.Á.**, Kovács M. 2014. An evaluation of EU-DEM in comparison with ASTER GDEM, SRTM and contour-based dems over the eastern mecsek mountains. – *Hungarian Geographical Bulletin* 63:(4) pp. 401–423.
12. Józsa E., **Fábián Sz.Á.**, Varga G., Varga T. 2014. Meredek lejtőkkel elválasztott sík felszínének domborzatmodellezésének sajátosságai dunai magaspártok példáján. – *Modern Geográfia* 9:(2) pp. 1–20.
13. Magyar Á., **Fábián Sz.Á.**, Kovács I.P., Varga G., Radványszky B., Kovács M., Sobucki, M. 2014. Дослідження сучасного розвитку поверхні Пакш–Дунакемледських лесових високих (надзаплавних) берегів. – *Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv: Geology* 65:(2) pp. 13–18.
14. Radványszky B., Gyenizse P., Máté A., **Fábián Sz.Á.**, Kovács M., Németh S. 2014. Die Veränderung in der Landschaftsnutzung in Transdanubien vom XVIII. bis XX. Jahrhundert. – In: Borut Batgagelj, Katja Esih, Marija Pocivaviek, Polona Rifelj, Stane Rozman (Red.) *Mensch und Umwelt im Pannonischen Raum vom 18. bis ins 20. Jahrhundert: Internationales Kulturhistorisches Symposium Mogersdorf*. Band 40. Celje: Zgodovinski arhiv, pp. 101–144. (ISBN:978-961-6448-34-5)

15. Kovács I.P., Bugya T., **Fábián Sz.Á.**, Schweitzer F. 2013. Review on denudation levels of the Western Mecsek Mountains (SW Transdanubia, Hungary). *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 47:(1) pp. 49–67.
16. Szeberényi J., Schweitzer F., **Fábián Sz.Á.**, Balogh J., Kis É., Varga Gy., Viczián I. 2013. Recens édesvízi mészkőképződés a Nacsagromi-patak (Szokolyai-medence, Börzsöny) völgyében. – *Földrajzi Közlemények* 137:(2) pp. 121–132.
17. Szeberényi J., Viczián I., **Fábián Sz.Á.**, Józsa S. 2013. The relation of the South-eastern Börzsöny Hills to the Visegrad Gorge, Hungary. – *Studia geomorphologica Carpatho-Balcanica* 47:(1) pp. 81–93.
18. Tóth G., Engi Zs., Majdán J., **Fábián Sz.Á.** 2013. Historical and morphological reconstruction inundation of the river Mura: Historijsko-morfološka rekonstrukcija inundacije rijeke Mure. – *Ekonomika i Ekohistorija* 9:(1) pp. 28–34.
19. Schweitzer F., Babák K., **Fábián Sz.Á.**, Görcs N.L., Kovács I.P., Pozsár V., Radvánszky B., Varga G., Varga Gy. 2012. *Geomorfológia* – In: Dövényi Z. (szerk.) *A Kárpát-medence földrajza. 1351 p.* Budapest: Akadémiai Kiadó, 2012. pp. 247–331. (Akadémiai kézikönyvek) (ISBN: 978-963-05-9281-9)
20. Bugya T., **Fábián Sz.Á.**, Görcs N., Kovács I., Radvánszky B. 2011. Surface changes on a landslide affected high bluff in Dunaszekcső (Hungary). – *Central European Journal of Geosciences* 3:(2) pp. 119–128.
21. Czigány Sz., **Fábián Sz.Á.**, Pirkhoffer E., Varga G. 2011. *Villámárvizek: a kisvízfolyások hirtelen áradásának problémái.* – In: Schweitzer F (szerk.) *Katasztrófák tanulságai: stratégiai jellegű természetföldrajzi kutatások.* 195 p. Budapest: MTA Földrajztudományi Kutatóintézet, 2011. pp. 155–163. (Elmélet-módszer-gyakorlat; 67.) (ISBN:978-963-9545-35-9)
22. Kovacs J., **Fabian Sz.A.**, Varga G., Ujvari G., Varga G., Dezsó J. 2011. Plio-Pleistocene red clay deposits in the Pannonian basin: A review. – *Quaternary International* 240:(1-2) pp. 35–43.
23. Kovács J., **Fábián Sz.**, Varga G. 2011. Geomorphology in a changing environment. – *Central European Journal Of Geosciences* 3:(2) pp. 100–101.
24. Czigány S., Pirkhoffer E., **Fábián S.Á.**, Ilisics N. 2010. Flash floods as natural hazards in Hungary, with special focus on SW Hungary. – *Riscuri si Catastrofe* 8:(1) pp. 131–152.
25. **Fábián Sz.Á.**, Kovács J., Varga G. 2010. *Nové aspekty vývoja povrchu panónskej panvy na základe púštnej kory (laku).* – In: Barabas D., Mezei I., Hardi T., Koós B., Gallay M., Kandráčová V. (szerk.) *Geografické poznatky bez hraníc: výber z maďarských a slovenských príspevkov z fyzickej a humánnej geografie.* 281 p. Kosice: Univerzita Pavla Jozefa Safárika v Kosiciach, 2010. pp. 10–13.
26. **Fábián Sz.Á.**, Kovács I.P., Radvánszky B., Varga G. 2010a. Recent Landslide Activity in the Tihany Peninsula (Balaton Highland, Hungary). – *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 44: pp. 1–76.
27. **Fábián Sz.Á.**, Kovács I.P., Radvánszky B., Varga G. 2010b. *Csuszamlások a Ciprián-forrás (Orosz-kút) környékén: 1996–2007.* – In: Trócsányi A., Kovács I.P. (szerk.) *Tér, táalentum, tanítványok I.* 360 p. Pécs: IDResearch Kft.; Publikon, 2010. pp. 135–144.
28. Radvánszky B., Babák K., Balogh J., **Fábián Sz.Á.**, Schweitzer F. 2010. Az árvízvédelem biztonsága és a klímahatások kapcsolata a Tisza vízgyűjtőjén. – *Klíma 21 Füzetek* 62: pp. 43–58.
29. Berki M., **Fábián Sz.Á.** 2009. *Természeti örökség, mint a nemzetközi együttműködések ösztönzésének erőforrása a magyar-szlovák kapcsolatokban.* – In: Tóth J, Aubert A (szerk.) *A Kárpát-medence és etnikumai: Tanulmánykötet Pozsár Vilmos tiszteletére.* 203 p. Pécs: IDResearch Kft.; Publikon, 2009. pp. 35–49. (ISBN:978-963-88505-3-9)
30. **Fábián Sz.Á.**, Görcs N.L., Kovács I.P., Radvánszky B., Varga G. 2009. *A tájhasználat és az antropogén geomorfológiai formák hatása a hirtelen áradások kialakulására: Nagykönyvi, 2002. május 13.* – In: **Fábián Sz.Á.**, Kovács I.P. (szerk.) *Az édesvízi mészkövektől a sivatagi kéregig:*

Tanulmánykötet a 70 éves Schweitzer Ferenc professzor úr tiszteletére. 207 p. Pécs: PTE TTK Földrajzi Intézet, pp. 167–183. (Geographia Pannonica Nova; 6.) (ISBN:978-963-88505-1-5)

31. **Fábián, S.Á.**, Kovács, J., Tarnocai, C., Varga, G. 2009. *Similarities between the recent permafrost in North-western Canada and the Pleistocene relict cryogenic forms in central Europe (Hungary)*. – In: Krugger, M.I.–Stern, H.P. (eds.) *New Permafrost and Glacier Research*. 312 p. New York: Nova Science Publishers, pp. 107–130.
32. **Fábián Sz.Á.**, Görcs N.L., Kovács I.P., Radvánszky B., Varga G. 2009. Reconstruction of a flash flood event in small catchment: Nagykónyi, Hungary. – *Zeitschrift für Geomorphologie* 53:(Suppl. 2) pp. 123–138.
33. Schweitzer F., Balogh J., Varga G., **Fábián Sz. Á.** 2009. *Szemponatok a neotektonika és a földrengések közötti környezetgeomorfológiai összefüggésekhez a Duna menti-sík és a Duna-Tisza köze északi részén*. – In: Szabó-Kovács B, Tóth J, Wilhelm Z (szerk.) *Környezetünk természeti-társadalmi dimenziói: Tanulmánykötet Fodor István tiszteletére*. 175 p. Pécs: Publikon Kiadó, pp. 19–27. (ISBN:978-963-88332-4-2)
34. **Fábián Sz.Á.**, Kovács J., Varga G. 2008. Az atkári késő-miocén csontleletről. – *Földrajzi Értesítő* 57:(3-4) pp. 249–255.
35. **Fábián, Sz.Á.**, Radvánszky, B., Schweitzer, F. 2008. *Climate change and geomorphologic hazards: past, present and future*. – In: Lóczy D, Tóth J, Trócsányi A (eds.) *Progress in Geography in the European Capital of Culture 2010*. 335 p. Pécs: Imedias Publisher, pp. 217–229. (Geographia Pannonica Nova; 3.)
36. Kovács, J, **Fábián, Sz.Á.**, Varga, G., Kovács, I.P., Varga, Gy. 2008. *Thixotropic wedges or frost cracks: a review from the Pannonian basin (Hungary, Europe)*. In: Douglas L Kane, Kenneth M Hinkel (szerk.) *Ninth International Conference on Permafrost: Extended Abstracts*. Fairbanks: University of Alaska, pp. 147–148.
37. Lóczy D., **Fábián Sz.Á.**, Schweitzer F. 2008. *River action and landslides in Hungary*. – In: Basu SR, De SK (szerk.) *Issues in Geomorphology and Environment*. 153 p. Kolkata: ABC, 2008. pp. 1–15.
38. Kovacs, J., **Fabian, S.A.**, Schweitzer, F., Varga, G. 2007. A relict sand-wedge polygon site in north-central Hungary. – *Permafrost and Periglacial Processes* 18:(4) pp. 379–384.
39. **Fábián Sz.Á.**, Kovács J., Schweitzer F., Varga G. 2007. *Natural resources and hazards in Tolna County*. – In: Norbert Pap (szerk.) *Tolna - a rural area in Central-Europe: regional and local development in Tolna county, Hungary*. 164 p. Pécs: Lomart Kiadó, pp. 25–34. (ISBN: 978-963-9632-10-3)
40. **Fábián Sz.Á.**, Kovács J., Lóczy D., Schweitzer F., Varga G., Babák K., Lampért K., Nagy A. 2006. *Geomorphologic hazards in the Carpathian foreland, Tolna County (Hungary)*. – *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 40: pp. 107–118.
41. **Fábián Sz.Á.**, Kovács J., Schweitzer F., Varga G. 2005. *Természeti erő-és veszélyforrások*. – In: Pap Norbert (szerk.) *Terület- és településfejlesztés Tolna megyében*. 427 p. Szekszárd: Babits Kiadó, 2005. pp. 9–45. (ISBN:963-9556-28-9)
42. **Fábián Sz.Á.**, Schweitzer F., Varga G. 2005. *A Pécsi-víz völgyének kialakulása és kora*. – In: Dövényi Z, Schweitzer F (szerk.) *A földrajz dimenziói: Tiszteletkötet a 65 éves Tóth Józsefnek*. 489 p. Budapest: MTA Földrajztudományi Kutatóintézet, pp. 461–472. (ISBN:963-9545-07-4)

