

Dr. Csillag Gábor¹ – Dr. Fodor László² – Dr. Sebe Krisztina³ – Dr. Müller Pál Mihály⁴ – Dr. Ruszkiczay-Rüdiger Zsófia⁵ – Dr. Thamóné Bozsó Edit⁶ – Dr. Bada Gábor⁷

Deflációs formák és folyamatok a Dunántúl hegységi területein és környezetükben

1. Bevezetés

A szél eróziós szerepe a Kárpát-medence domborzatának kialakításában a hazai geomorfológia egyik legrégebben vitatott kérdése. A defláció kimutatása már a 19. század végi hazai publikációkban megtörtént (PAPP K. 1899), máig érvényes hatása azonban elsősorban Lóczy L. és Cholnoky J. munkásságának volt. LÓCZY L. (1913) számos bizonyítékát mutatta be a szélerózióknak, Cholnoky J. Balaton környéki munkái (CHOLNOKY J. 1918, é.n.a, é.n.b) ugyancsak megerősítik a szél felszínalakító hatásának jelenlétét a Dunántúlon. A felismert deflációs formákat a pliocén kori meleg sivatagi klíma nyomaként értelmezték mindketten. A Tapolcai-medence tanúhegyeinek kialakulását, a zalai és somogyi meridionális, szubmeridionális völgyeket egyaránt a deflációs folyamatok eredményeként kialakult formáknak tartották. CHOLNOKY J. (é.n.b) a zalai és somogyi völgyek közötti hátaikat yardangként értelmezte.

Később, a klimatikus geomorfológiai irányzat térhódításával párhuzamosan jelentősen háttérbe szorultak a defláció szerepét elismerő munkák a hazai geomorfológiai szakirodalomban. A pliocén sivatagra vonatkozó bizonyítékok is erősen vitathatóak voltak, noha szórványos paleontológiai leletek megerősítették egy meleg, száraz időszak létét a pliocén során (HABLY, L – KVAČEK, Z. 1997). A pleisztocén periglaciális hatások közül a lineáris és areális lepusztulásnak a kutatók sokkal nagyobb szerepet tulajdonítottak a deflációnál. A szél hatását a pleisztocénben elsősorban a löszképződésre, másodsorban a jelentőségében igen alárendeltnek vélt futóhomok-képződésre redukálták. A szélhatás vizsgálata az alföldi futóhomok-területeken (KÁDÁR L. 1956, BORSY Z. 1977, BORSY Z. et al. 1982), valamint Belső-Somogyban (MAROSI 1970) folytatódott. Az eredmények nagyban hozzájárultak a homokmozgások folyamatának, korának megismeréséhez.

A Dunántúli-középhegység földtani térképezése során a felvételező geológusok sok esetben találtak a szél hatásának nyomaival: szélfújta kőzetfelszínekkel (ventifactokkal), futóhomokszemcsékkel a negyedidőszaki rétegekben, illetve helyenként futóhomokrétegekkel. A futóhomokszemcséket, -közbetelepüléseket tartalmazó összleteket „fluvioeolikus” rétegeknek írták le, amelyek – elsősorban a Dunántúli-középhegység (DKH) nyugati előterében – nagy területeket borítanak. Az eolikus képződmények azonban nem csupán folyóvízi, hanem proluviális, deluviális képződményekkel is keveredtek a negyedidőszak során, ezért nem szerencsés megoldás ezeket „fluvioeolikus” homok néven összevonva említeni (CSILLAG G. et al. in press). A hazai geológiai szakirodalomban JÁMBOR

¹ Dr. Csillag Gábor Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest E-mail: csillag@mafi.hu

² Dr. Fodor László Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest E-mail: fodor@mafi.hu

³ Dr. Sebe Krisztina Pécsi Tudományegyetem, Földrajzi Intézet, Pécs E-mail: sebekriszta@mailbox.hu

⁴ Dr. Müller Pál Mihály Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest E-mail: mullerp@mafi.hu

⁵ Dr. Ruszkiczay-Rüdiger Zsófia Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természetföldrajzi Tanszék, Budapest E-mail: rzsofi@ludens.elte.hu

⁶ Dr. Thamóné Bozsó Edit Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest E-mail: bozso@mafi.hu

⁷ Dr. Bada Gábor Eötvös Loránd Tudományegyetem, Geofizikai Tanszék, Budapest E-mail: bada@ludens.elte.hu

Á. (1967, 1992, 2002) nevéhez köthetőek azok a publikációk, amelyek a szél jelentős szerepét hangsúlyozzák a negyedidőszaki lepusztulási és üledékképződési folyamatokban egyaránt.

Az 1980-as évek végén kezdődött meg az a szemléletváltozás, ami fokozatosan a szél hatásának „rehabilitációjához” vezet. Ez szorosan kapcsolódik a „messinai krízis” felismeréséhez. A Földközi-tenger nyugati medencéjének a miocén/pliocén határ környékén ekkoriban feltételezett teljes kiszáradása ismét ráfordította a figyelmet Lóczy L. és Cholnoky J. elméletére. Ennek egyik első nyoma PÉCSI M. (1986) munkájában olvasható, aki a meridionális völgyrendszer kialakulására vonatkozóan utalt a „messinai krízis” esetlegesen ebben játszott szerepére. Ugyanakkor felvetette – a nagyszámú, pleisztocénba sorolt ventifact-előfordulás alapján – a száraz, hideg időszakok deflációban játszott szerepének a jelentőségét is. SCHWEITZER F., SZŐÖR GY. (1992), SCHWEITZER F. (1993, 2000) a késő-miocén – korapliocén korúnak tartott Béraltavárium meleg–száraz időszakára teszi a sivatagi mázak, sivatagi mázas ventifactok felszínkeletkezését.

FODOR L. et al. (2005), BADA G. et al. (2007) szerkezetföldtani munkái megállapították, hogy a zalai, somogyi meridionális, szubmeridionális völgyek nem tektonikus eredetűek, ugyanakkor olyan folyóhálózat nyomai nem ismertek, amelyek a völgyek kialakulásához önmagukban elegendőek lettek volna, kialakulásuk legjobb magyarázata ezért legalább részben a deflációs eredet. Ugyanerre az eredményre vezetett a Gödöllői-dombság völgyhálózatának és neotektonikájának vizsgálata is (RUSZKICZAY-RÜDIGER ZS. et al. 2007, in press). Ezzel a CHOLNOKY J. (é.n.a) által képviselt elméletnél is határozottabban kell figyelembe venni a külső erők hatását, hiszen ő a meridionális völgyeket tektonikus vonalak mentén a szél által kialakított formáknak tartotta, míg az új eredmények alapján a szerkezeti előrejelzettség nem játszhatott szerepet a völgyek kialakulásában.

2. A Dunántúl középhegységeinek kis és közepes méretű deflációs képződményei

A DKH területén a földtani térképezés egyik legfontosabb eredménye a szélcsiszolta kavicsok és kőzetfelszín általános jelenlétének kimutatása a térképezett terület egészén. Ezek száma a JÁMBOR Á. (1992, 2002) által közölt előfordulásokét jelentősen meghaladja. A kavicsanyag legnagyobb része dolomit, kvarcit, metamorfít, triász, jura, eocén mészkő, oligocénből áthalmazott kovásodott famaradvány, kalkrét, bazalt. A Káli-medence kötengerein (Kállai Formáció) gyakoriak a szélcsiszolta felszínek. Szél által kialakított sziklafelszín sem a mezozoos és terciér karbonátos kőzeteken, sem a bazaltterületeken jelenleg nem ismerünk, noha ilyen anyagú éleskavicsok előfordulnak a DKH területén.

A perm Balatonfelvidéki Homokkő felszínén sem gyakori a szél által polírozott sziklafelszín, de a Káli-medence DNy-i peremén, az Örsi-hegy tetején néhány négyzetméteren láthatók ilyenek két sziklafal oldalában.

A Keszthelyi-hegységben és a Vértesben előforduló nagyméretű, a felső-miocén Kállai Formáció konglomerátumrétegeiből kialakult polírozott felületű tömbök egy része többékevésbé eredeti települési helyén, de kimozdított helyzetben található. A DKH területén tipikus, három oldalán lecsiszolt, valódi dreikanter ritkán fordul elő.

Számos egyéb, a deflációra jellemző mikroforma (BOURKE, M. C. – VILES, V. A. 2007) ismerhető fel azonban a kavicsanyagon. A vértesi terület éleskavicsaira igen jellemző barázdák BOURKE, M. C., VILES, V. A. (2007) szerint a szélmarás korai szakaszát jelzik. A több szintben kialakult hordalékkúpok és folyóvízi homokok anyagában gyakoriak a futóhomokszemcsék, esetenként futóhomokrétegek is előfordulnak. A hegységi területeken nagyon gyakori az uralkodóan jól kerekített, polírozott felületű szemcsékből álló, deluviálisan részben vagy teljesen átmozgatott futóhomoklepel. A Vértes nyugati előterében, Császár környékén ma már megkötött felszínű futóhomokterület található.

A Mecsekben és környezetében deflációs jelenséget (szélfújta kovásodott fatörzseket) először VADÁSZ (1963) említi a Kővágószőlős és Cserkút közti területéről. JÁMBOR (1967) részletesen leírja az első éleskavics-előfordulásokat, és foglalkozik a terület egyéb szélhatással kapcsolatos jelenségeivel is (JÁMBOR 1992, 2002). Korábban nem ismert éleskavics-előfordulást SEBE K. (2008) jelez Boda mellett. A csiszolt kavicsok K–Ny-i irányú szétszórtsága, a nem nyereg-, hanem gerinchelyzetben lévő Vörös-hegy csúcsán a würm lösznél idősebb vörös agyagban talált szélfújta homok arra utal, hogy az éleskavics-előfordulások nem egy-egy, a Mecseket átszelő árokhoz kapcsolhatók, hanem kialakulásuk inkább a Mecsek gerincét teljes hosszában keresztező bukószelek hatásának következménye.

Egyes morfológiai formák (közte deflációsak is) és a földtani felépítés együttes ábrázolását valósítja meg a Vértes 1:50 000-es földtani térképe (FODOR et al. in press). A yardangok jellemző formái a Vértes környezetének. Az általában áramvonalas, irányított elrendezésű háta kialakulása a völgyhálózat fejlettsége, iránya, jellege miatt nem magyarázható folyóvízi erózióval, az eolikus homok és a szélfújta kavicsok jelenléte viszont mindenütt valószínűbbé teszi a dombok deflációs eredetét. A yardangok többféle litológiájú felszínen jelennek meg, az oligocén Csatkai és Mányi Formáció mellett a Száki Agyagmárgán, a Kállai, Somlói és Vértesacsai Formáción, valamint számos pleisztocén képződményen (eolikus homok, lösz, folyóvízi–proluviális, folyóvízi–eolikus rétegek) is. Általános elterjedésük a negyedidőszaki képződmények esetében a II–III. teraszoknak megfelelő szint, de idősebb szintek anyagából is alakított ki a szél yardangot. Sok esetben a gerincet alkotó képződmény nem ismert, mivel azt fiatalabb deluviális, eolikus–deluviális üledékek fedik. A yardangok mérete változó. A legnagyobb ilyen forma a Móri-árokban található, oligocén összleten kialakult Látó-hegy, ami kb. 2900 m hosszú, legnagyobb szélessége közel 600 m, szél felőli frontján közel 40 méterrel emelkedik a mai völgytalp fölé. Számos, az 1 km hosszát meghaladó forma található a térképezett területen. Részletes vizsgálatuk még nem történt meg. Hosszúság:szélesség arányuk általában 4:1–5:1 érték körül van. Ez nagyon közel áll HALIMOV, M., FEZER, F. (1989) megállapításához, akik a legáramvonalasabb, kis méretű, max. 3 m magas yardangok hosszúság:szélesség:magasság arányát 10:2:1 értékekkel írták le. Sajnos a nagyobb formákra a fenti szerzők nem adtak meg hasonló számszerű értéket, de feltűnő a vértesi formák közelítően hasonló hosszúság:szélesség aránya a sivatagi formákhoz. VINCENT, P., KATTAN, F. (2006) szerint a paleozoos homokkővön kialakult, általuk „megayardang” néven leírt formák hossza néhány száz méter, magasságuk 40 m. A löszön kialakult formák közül a legnagyobb és legjellegzetesebb a Lovasberény melletti, szinte teljesen sík felszínű, kb. 1 km hosszú, talpán 100–140 m között változó szélességű Kazal-hegy. A formák irányítottasága is megerősíti a deflációs eredetet. A jelenlegi uralkodó szélirány és a yardangok hossz tengelye jó egyezést mutat, míg a szerkezeti irányítottaság nem mutatható ki hasonló egyértelműséggel (CSILLAG G. – FODOR L. in press).

A deflációs felszínek másik jellemző formaegyüttesét a különböző – gyakran lefolyástalan – mélyedések alkotják. Elterjedésük a hegységelőtér hegyláb felszíneire kapcsolódik. A yardangokhoz hasonlóan oligocén, felső-miocén, felső-miocén–pliocén, valamint pleisztocén képződményeken is megjelennek ezek a formák.

A Vértes délkeleti előterének földtani felépítéséből következően geomorfológiai inverzióval kialakult deflációs mélyedések is találhatóak. Kialakulásuk a glaci-k proluviális hordalékkúpokkal fedett, illetve fedetlen felső-miocén–pliocén homok anyagú felszíneinek köszönhető. A deflációs időszakokban a proluviummal fedett felszínt a szél nem tudta megbontani, azonban a hordalékösszlet fölé emelkedő dombokat alkotó, felszínre bukkanó fekvő formációk uralkodóan homok összetételű rétegeit könnyen elhordta (CSILLAG G. – FODOR L. in press).

Deflációs mélyedések alakultak ki helyenként a lösz felszínén is. Ezek közül a legnagyobb Lovasberénytől ÉK-re, a Rovákja területén található. Ennek hossza meghaladja a 600 métert,

szélessége 100–130 m, mélysége a DNY-i határoló dombhoz képes kb. 3 m, az ÉK-i oldalhoz képest 7-8 m.

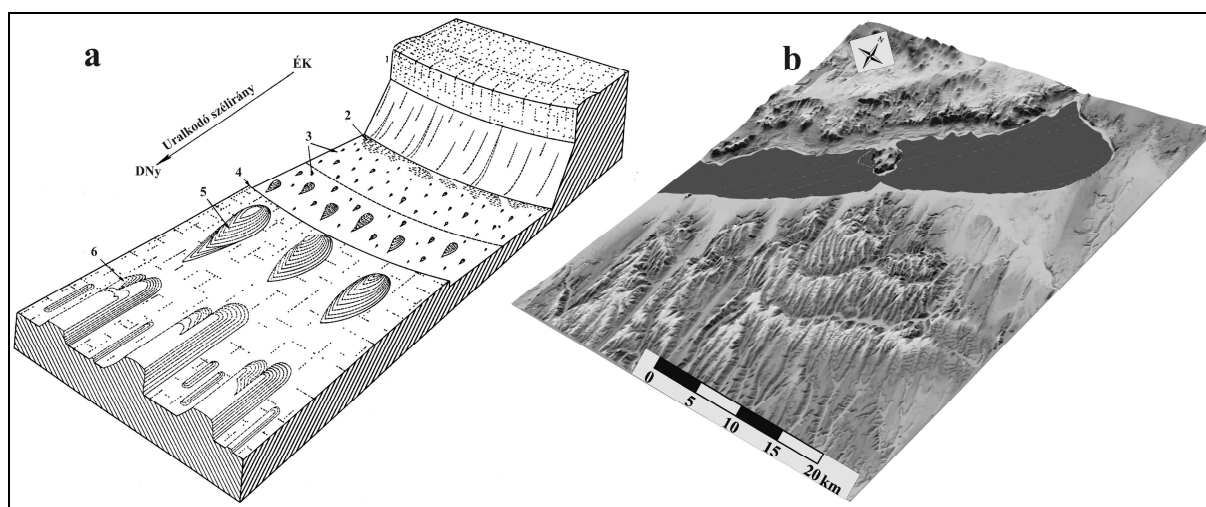
Az Által-ér völgyének keleti oldalán a folyóvízi–eolikus összleten gyakoriak a deflációs mélyedések, amelyek egy részének alja a talajvízszint körül alakult ki. A Bársonyos nyugati előterében szintén megtalálhatók. Ezek közül is több elérte a talajvízszintet, így ezekben mocsarak, vizenyős területek alakultak ki. Közülük a legnagyobb a Császár nyugati határában fekvő Mező-tó mélyedése. A kerekded forma átmérője kb. 500×900 m, a mélyedés alja a környező domboknál 10-15 méterrel mélyebben fekszik.

3. Deflációs nagyformák a Dunántúli-középhegység környezetében

Az eolikus kis- és közepes formák esetében is részben igaz, de a nagyformák esetében meghatározó fontosságú a tény, hogy létrejöttükben, mai formakincsük kialakulásában a szél hatásán kívül nagy szerepet játszottak a lineáris és areális, egyes esetekben tömegmozgásos lepusztulási folyamatok is.

A yardangok, széllyukak nem csupán kis és közepes méretű formák a DKH környezetében, hanem kistáj méretűek is lehetnek. Ilyen önálló kistáj pl. a Marcali-hát, aminek kialakulása alapjaiban nem tér el a yardangok létrejöttének folyamatától.

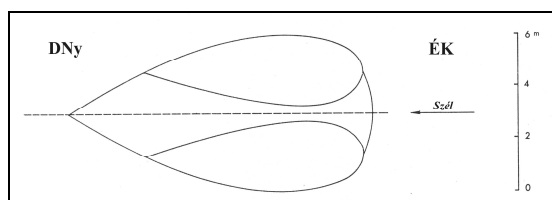
A zalai és somogyi meridionális háta és völgyek kialakulását nem lehet külön tárgyalni a DKH szél alatti oldalán hosszan követhető sekély medencék láncolatától. A Kovácsi-hegység mögött a Vindornyai-medence, a Balaton-felvidék mögött a Balaton részmedencéi, a Vértes takarásában a Csíkvarasai-rét, a Velencei-hegység mögött a Velencei-tó mélyedése ugyanannak a folyamatnak köszönheti kialakulását, mint a meridionális völgyrendszer.



1. ábra. a – Yardangok és deflációs mélyedések elhelyezkedése a Szaharában (MAINGUET 1972 alapján) és b – a DKH–Balaton-medence–Külső-Somogy terület DTM-jének részlete. Jelmagyarázat az a ábrához: 1 – A mélyedést a kiemelt területtől elválasztó tereplépcső; 2 – Tavi zóna, helyenként közel recens; 3 – Kis yardangok a mélyedés területén; 4 – Az alacsonyabb lépcső pereme; 5 – Yardangok a plató felszínén; 6 – Maradékgerincek és szélcsatornák rendszere a yardangok mögötti területen

MAINGUET, M. (1972) a szaharai homokkővidékek vizsgálata során megfigyelte a yardangok, lefolyástalan mélyedések és a környező kiemelt helyzetű területek elrendeződésének sémáját (1. ábra). A DKH DK-i előterében mindenütt jelen lévő mélyedések és. Mainguet, M modellje jól párhuzamosítható. A jelenlegi mérsékelt övi

klímának megfelelően természetesen a deflációs mélyedések jelentősen átalakultak, a tavi abrázio hatása nem csak a Balaton és a Velencei-tó esetében módosította a mélyedések peremét, hanem kimutathatók kis abrázio színűk a Vértes előterében, a Csíkvarsai-rét déli peremén is (CSILLAG G. et al. in press).



2. ábra. A yardangok feldarabolódása MAINGUET, M. (1972) szerint

A meridionális háta felszínének formálódása részben lineáris erózióval történt, de a szél ezen a területen sem csupán a nagy formákat alakította, hanem a részletek kialakításában is jelentős szerepet játszott. Ennek jellegzetes példái a vízgyűjtő nélküli, a völgyfőtől gyakorlatilag változatlan szélességű szárazvölgyek, egykori szélcsatornák a háta tetején. A meridionális háta feldarabolódásának egyik lehetséges módja a yardangok feldarabolódásával analóg. MAINGUET, M. (1972) gyengén kötött, nagy agyagtartalmú homokkővön írta le a yardangok tisztán eolikus hatásra végbemenő feldarabolódását (2. ábra).

4. A deflációs folyamatok kora

Pleisztocénnél idősebb (felső-miocén, pliocén) eolikus képződményeket a DKH környezetében jelenleg nem ismerünk. A negyedidőszakban azonban többször ismétlődően zajlottak az eolikus folyamatok. A Keszthelyi-hegység tetőszintjén található, szélcsiszolta felszínű kvarcittömbök kitétségi kora 1,2 millió év körüli, a Velencei-hegység és a Káli-medence területén pedig kimutatható egy 350 ezer év körüli esemény is (RUSZKICZAY-RÜDIGER Zs. et al. 2007a).

A Vértes D-i előterében nagy területű hordalékkúp alakult ki. Ennek anyagában gyakoriak a szélfújta kavicsok és futóhomokszemcsék. A hordalékkúp kora 48 ± 5 ezer év (THAMÓ-BOZSÓ, E. et al. 2008), az eolikus hatás szinszediment vagy idősebb kell legyen. A yardangok egy része a Vértes előterében fiatal löszön alakult ki. A Lovasberény melletti Kazal-hegy löszösszetének kora 17 ± 2 ezer év (CSILLAG G. et al. in press). A yardang kialakulása ez után történt, a pleisztocén végén, a holocén elején. A deflációs folyamatok lehetősége a holocénben is adott volt. Erre utal a Császár környéki futóhomokbuckák 9 ± 1 ezer év körüli kora is (THAMÓ-BOZSÓ, E. et al. 2008). A homokmozgás nem szűnt meg a történeti korokban sem. HORUSITZKY H. (1901) szerint a bábolnai ménésbirtok 5300 holdnyi területe volt futóhomok a 19. század elején.

5. Következtetések

A Dunántúl mai domborzatának kialakításában a deflációnak meghatározó szerepe volt. A deflációs időszakok a negyedidőszak során többször ismétlődtek, a pleisztocénnél idősebb deflációt igazoló abszolút koradat azonban nem áll rendelkezésünkre. A negyedidőszaki klímaváltozások csak korlátozott időtartamra tették lehetővé a szél eróziós hatásának megnyilvánulását. A defláció mellett szól a Kárpát-medencét keretező hegyvonulatok

„szélkapuinak” (pl. Dévénynél) negyedidőszaki (vagy korábbi) kialakulása, ami viszonylag állandó szélirányokat biztosított földtani értelemben is hosszú időszakon keresztül. Ugyancsak a defláció hatását erősítette, hogy a Dunántúl felszínét alkotó nagy vastagságú folyóvízi, tavi homokösszlet megfelelő forrása lehetett a felszín lepusztításához szükséges homokanyag, másrészt a csak lokálisan cementált kőzetanyag sokkal könnyebben kivészhető felszínre biztosított, mint bármilyen más, akár csak lazán cementált mészkő vagy homokkő anyagú környezet. BROOKES, I. A. (2001) szerint a gerinc–szélsatorna formakincs és a yardangok a deflációs folyamatok korai szakaszát jelzik. Ezeknek a formáknak a nagy gyakorisága a Dunántúlon arra utal, hogy a deflációs folyamatoknak többször ismétlődve ugyan, de mindig csak a kezdeti stádiuma alakult ki.

A munka a K 62478 számú OTKA téma támogatásával készült.

Irodalom

- BADA, G. – GRENERCZY, GY – TÓTH, L. – HORVÁTH, F. – STEIN, S. – CLOETHING, S. – WINDHOFFER, G. – FODOR, L. – PINTER, N. – FEJES, I. (2007) Motion of Adria and ongoing inversion of the Pannonian Basin: Seismicity, GPS velocities and stress transfer. *Geological Society of America Special Paper* 425, doi: 10.1130/2007.2423(16).
- BORSY, Z. (1977) Evolution of relief forms in Hungarian wind-blown sand areas. *Földrajzi Közlemények* 25(101) (1–3), pp. 13–26.
- BORSY, Z. – CSONGOR, É. – SÁRKÁNY, S. – SZABÓ, I. (1982) Phases of blown-sand movement in the North-East part of the Great Hungarian Plain. *Acta Geographica Debrecina* 20, pp. 5–33.
- BOURKE, M. C. – VILES, H. A. (2007) Aeolian Features. In: Bourke, M. C., Viles, H. A. eds. *A Photographic Atlas of Rock Breakdown Features in Geomorphic Environments*. Planetary Science Institute, Tucson, pp. 6–22.
- BROOKES, I. A. (2001) Aeolian lineations in the Libyan Desert, Dakhla Region, Egypt. *Geomorphology*, 39, pp. 189–209.
- BULLA B. (1962) Magyarország természeti földrajza. Tankönyvkiadó, Budapest, 423 p.
- CHOLNOKY J. (1918) A Balaton hidrográfiája. A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei I/II., 318 p.
- CHOLNOKY J. (é.n. a) A földfelszín formáinak ismerete. Királyi Magyar Egyetemi Nyomda, Budapest, 296 p.
- CHOLNOKY J. (é.n. b) Balaton. A Magyar Földrajzi Társaság Könyvtára, Franklin Társulat, Budapest, 192 p.
- CSILLAG G. – FODOR L. (in press) Geomorfológia. In: Budai T. szerk. *A Vértes földtana. Magyarázó a Vértes 1:50 000-es földtani térképehez*. Magyarország tájegységi térképsorozata, Magyar Állami Földtani Intézet.
- CSILLAG G. – FODOR L. – LANTOS Z. – THAMÓNÉ BOZSÓ E. – SELMECZI I. – SZTANÓ O. (in press) Pliocén-kvarter. In: Budai T. szerk. *A Vértes földtana. Magyarázó a Vértes 1:50 000-es földtani térképehez*. Magyarország tájegységi térképsorozata, Magyar Állami Földtani Intézet.
- FODOR, L. – BADA, G. – CSILLAG, G. – HORVÁTH, E. – RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS. – PALOTÁS, K. – SÍKHEGYI, F. – TÍMÁR, G. – CLOETINGH, S. – HORVÁTH, F. (2005) An outline of neotectonic structures and morphotectonics of the western and central Pannonian basin. *Tectonophysics* 410, pp. 15–41.
- FODOR L. – CSILLAG G. – LANTOS Z. – BUDAI T. – SELMECZI I. (in press) A Vértes földtani térképe. M=1:50 000, MÁFI.
- HABLY, L. – KVAČEK, Z. (1997) Pliocene mesophytic forests surrounding crater lakes in western Hungary. *Review of Paleobotany and Palynology* 101, pp. 257–269.
- HALIMOV, M. – FEZER, F. (1989) Eight yardang types in Central Asia. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.* 33 (2), pp. 205–217.
- HORUSITZKY H. (1901) A bábolnai állami ménésbirtok agrogeológiai viszonyai. A Magyar Királyi Földtani Intézet
- JÁMBOR, Á. (1967) Pleistozäne Deflationserscheinungen im südwestlichen Teil des Mecsek-Gebirges. *Acta Universitatis Szegediensis, Acta Mineralogica Petrographica Szeged*, 18 (1), pp. 13–22.
- JÁMBOR, Á. (1992) Pleistocene ventifact occurrences in Hungary. *Acta Geologica Hungarica*, 35 (4), pp. 407–436.
- JÁMBOR Á. (2002) A magyarországi pleisztocén éleskavics előfordulások és földtani jelentőségük. *Földtani Közlöny* 132/különszám, pp. 101–116.

- KÁDÁR L. (1956) A magyarországi futóhomok-kutatás eredményei és vitás kérdései. *Földrajzi Közlemények*, 4/2, pp. 143–163.
- LÓCZY L. id. (1913) A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei I/1., 617 p.
- MAINGUET, M. (1972) *Le modelé des grès: problèmes généraux*. Institut Géographique National, Paris, 657 p.
- MAROSI S. (1970) Belső-Somogy kialakulása és felszínalkotása. Akadémiai Kiadó, Budapest, *Földrajzi Tanulmányok* 11, 158 p.
- PAPP K. (1899). Éles kavicsok (dreikanterek) Magyarország hajdani pusztáin. *Földtani közlöny* 29/5–7, pp. 35-146.
- PÉCSI M. (1986) A zalai meridionális völgyek, dombhátak kialakulásának magyarázata. *Földrajzi Közlemények*, 34(110)/1–2., pp. 3–10.
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS. – BADA, G. – CSILLAG, G. – DUNAI, T. – FODOR, L. (2007a) Landforms and timing of Quaternary deflation in the western Pannonian Basin, Hungary, using in situ produced cosmogenic ¹⁰Be. Carpatho-Balkan-Dinaric Conference on Geomorphology, Pécs, Hungary, 24th–28th October 2007, Institute of Geography, University of Pécs, Book of Abstracts, 57 p.
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS. – FODOR, L. – HORVÁTH, E. – TELBISZ, T. (2007b) Fluvial, eolian and neotectonic effects in the landscape evolution of the Gödöllő Hills – a DEM-based morphometric analysis. *Földrajzi Közlemények*, 131. 4. pp. 319-342.
- RUSZKICZAY, ZS. – FODOR, L. – HORVÁTH, E. – TELBISZ, T. (in press) Discrimination of fluvial, eolian and neotectonic features in a low hilly landscape: a DEM-based morphotectonic analysis in the Central Pannonian Basin, Hungary. *Geomorphology*.
- SCHWEITZER F. (1993) Domborzatformálódás a Pannóniai-medence belsejében a fiatal újkorban és a negyedidőszak határán. Kézirat, akadémiai doktori értekezés, MTA FKI Budapest, 125 p.
- SCHWEITZER, F. (2000) A Kárpát-medence domborzatformálódása a késő kainozoikumban és a pliocén időszak. In: Lovász Gy, Szabó G.: *Területfejlesztés – regionális kutatások*. Pécs, PTE TTK Földrajzi Intézet, pp. 13–29.
- SCHWEITZER F. – SZÖÖR GY. (1992) Adatok a Magyar-medence száraz-meleg klímájához a mogyoródi sivatagi kéreg alapján. *Földr. Közl.* 66/3-4. pp. 105-123.
- SEBE K. (2008) A Nyugat-Mecsek tektonikus geomorfológiája. Doktori értekezés, PTE Földtudományi Doktoriskola, Pécs, 88 p.
- THAMÓ-BOZSÓ, E. – CSILLAG, G. – FODOR, L. – MÜLLER, P. M. – NAGY, A. (2008) OSL age data to Quaternary landscape evolution in the forelands of Vértes mountain (Hungary). LED 2008 12th International Conference on Luminescence and Electron Spin Resonance Dating, Beijing, China, Sept. 18–22, 2008, Book of Abstracts
- VADÁSZ E. (1963) Magyarországi megkövesedett famaradványok földtani kérdései. *Földtani Közöly* 93/4, pp. 505-545.
- VINCENT, P. – KATTAN, F. (2006) Yardangs on the Cambro-Ordovician Saq Sandstones, North-West Saudi Arabia. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.*, 50 (3), pp. 305–320.