



**MAGYAR
FÖLDRAJZI NAPOK
2016**



EGER , 2016. AUGUSZTUS 25–27.

KONFERENCIAKÖTET

VIII. MAGYAR FÖLDRAJZI KONFERENCIA

**XVI. GEOGRÁFUS DOKTORANDUSZOK
ORSZÁGOS KONFERENCIÁJA**

**OKTATÁS-MÓDSZERTANI ÉS FÖLDRAJZTANÁRI
KONFERENCIA**



WWW.FOLDRAJZINAPOK.HU



**MAGYAR
FÖLDRAJZI NAPOK
2016**

KONFERENCIAKÖTET

**VIII. MAGYAR FÖLDRAJZI KONFERENCIA
XVI. GEOGRÁFUS DOKTORANDUSZOK
ORSZÁGOS KONFERENCIÁJA
OKTATÁS-MÓDSZERTANI ÉS FÖLDRAJZTANÁRI
KONFERENCIA**

EGER, 2016



MAGYAR FÖLDRAJZI NAPOK

TUDOMÁNYOS BIZOTTSÁG

Elnök: Kertész Ádám

Titkár: Mika János

A bizottság tagjai: Gábris Gyula, Lóczy Dénes,
Mezősi Gábor, Patkós Csaba, Süli-Zakar István

SZERVEZŐBIZOTTSÁG

Elnök: Pajtókné Tari Ilona

Titkár: Tóth Antal

A bizottság tagjai: Ruszkai Csaba, Ütőné Visi Judit,
Mohai Andrea

RENDEZVÉNYSZERVEZÉS: Heiling Média Kft.



ESZTERHÁZY KÁROLY EGYETEM

Cím: 3300 Eger, Eszterházy tér 1.

Honlap: uni-eszterhazy.hu



MAGYAR
FÖLDRAJZI
TÁRSASÁG

MAGYAR FÖLDRAJZI TÁRSASÁG

Cím: 1112 Budapest, Budaörsi út 43-45.

Honlap: www.foldrajzitasasag.hu

E-mail: info@foldrajzitasasag.hu



AGRIA GEOGRÁFIA ALAPÍTVÁNY

Cím: 3300 Eger, Leányka utca 6.

Honlap: www.agriageografia.hu

ISBN 978-615-5297-76-2

Kiadja az Eszterházy Károly Egyetem, a Magyar Földrajzi Társaság és az Agria Geográfia Alapítvány

Szerkesztők: Pajtókné Tari Ilona–Tóth Antal

Technikai szerkesztők: Tóth Antal–Csabai Edina Kitti–Katona Ildikó–Kürti Livia–Rácsi András–Utasi Zoltán

Címlapterv: Heiling Zsolt

Címlapfotó: Szántó György

Copyright © Eszterházy Károly Egyetem © Magyar Földrajzi Társaság © Agria Geográfia Alapítvány

A VISEGRÁDI-SZOROS GEOMORFOLÓGIAI SZINTRENDSZERÉNEK GEOINFORMATIKAI VIZSGÁLATA

SZEBERÉNYI JÓZSEF¹ – JÓZSA EDINA² – FÁBIÁN SZABOLCS ÁKOS³

¹ Tudományos munkatárs, MTA CSFK Földrajztudományi Intézet, szeberenyi.jozsef@csfk.mta.hu

² Doktorandusz, PTE TTK Természet- és Környezetföldrajzi Tanszék, edina.j0zs4@gmail.com

³ Adjunktus, PTE TTK Természet- és Környezetföldrajzi Tanszék, smafu@gamma.ttk.pte.hu

GIS ANALYSIS OF GEOMORPHOLOGICAL SYSTEM IN VISEGRAD GORGE, HUNGARY

Abstract

The morphostratigraphical subdivision of the Danube terrace system was presented by PÉCSI M. (1959). The geomorphological systems of Visegrad Gorge differs from other Danube sections, because here danubial gravelly sediments miss from surfaces. Position of uncovered terraces were determined by relative elevation from water-level of Danube. Visegrad Gorge is an antecedent valley, where the separated blocks have lifted up different intensity, so the parallel geomorphological horizons are problematic.

We analyzed this area, identified different terrain types, and separated potentially terraces and lag surfaces from digital elevation model using GIS methods. We made a sketch of geomorphological system of Visegrad Gorge based on this database. We identified several geomorphological zones, which include similar types of geomorphological horizons. According to our opinion only the position of low level terraces can determine based on its relative elevation.

Keywords: Duna, Visegrádi-szoros, Teraszok, GIS

Bevezetés, kutatási háttér

A klasszikus teraszelmélet szerint a Duna völgyfejlődése során a pleisztocéntől napjainkig az éghajlatváltozások hatására többszintű teraszrendszer alakult ki. Ennek összegzéseként elmondható, hogy a holocén ártéri szintek (I/B és I/B) felett a II/A-VIII. teraszok mutathatók ki, amelyek közül a legidősebb a pliocén végére tehető.

Az egyes teraszszintek – PÉCSI M. (1959) eredményeit elemezve – a Duna-völgy különböző szakaszain nem feltétlenül egyeztethetők össze. A Kisalföldi-szakaszon (Pozsony-Komárom között) az ártéri szintek felett az alacsony teraszok (II/A, a II/B, a III. és a IV.) 8-85 méteres relatív magasság között jól felismerhetők, azokat (néhány kivételtől eltekintve) nagy kiterjedésű és vastag kavicsstakaró fedi. A magasabb szintek nem köthetők a Dunához. A Gerecse északi előterében (Dunaalmás-Esztergom között) az alacsony teraszok kavicsokkal fedett felszínei 8-80 méteres relatív magasság között azonosíthatók. A magasabb teraszok (V., VI. és VII.) szintén kavicsokkal fedve, 100-210 méteres relatív magasságon jelentkeznek, a Visegrádi-szorosban (Esztergom-Vác között) 14-130 méteres relatív magasságban, ismerhetők fel az alacsony teraszok, amelyekből csak a II/A és II/B szintből írtak le kavicsokat. A III. és IV. szintben nem található teraszanyag. A magas teraszok itt 140-380 méteres relatív magasságban helyezkednek el, amelyek közül a VIII. szintet már nem valószínűsíti folyóvízi eredetűnek. A magas helyzetű szintek közül csak a Remete-keresztbércen írtak le vizsgálható mennyiségű kavicsot (PÉCSINÉ D. É. 1958). A Budapest-környéki szakaszon (Vác-Budapest között) 10-90 méteres relatív magasságban található a kavicsokkal jelzett alacsony teraszok. A magasabb felszínek közül csak a kavicsstakaróval fedett V. lehet kimutatni 100-150 méteres relatív magasságban.

A Visegrádi-szoros tehát több szempontból is kakukktojásnak minősül a bemutatott szakaszok között. Az egyik fontos eltérés, hogy a kisalföldi-, a gerecsei- és a Budapest-környéki szakaszok mindegyikén jelentős mennyiségű kavics települ a magasabb szinteken. A Visegrádi-szorosban

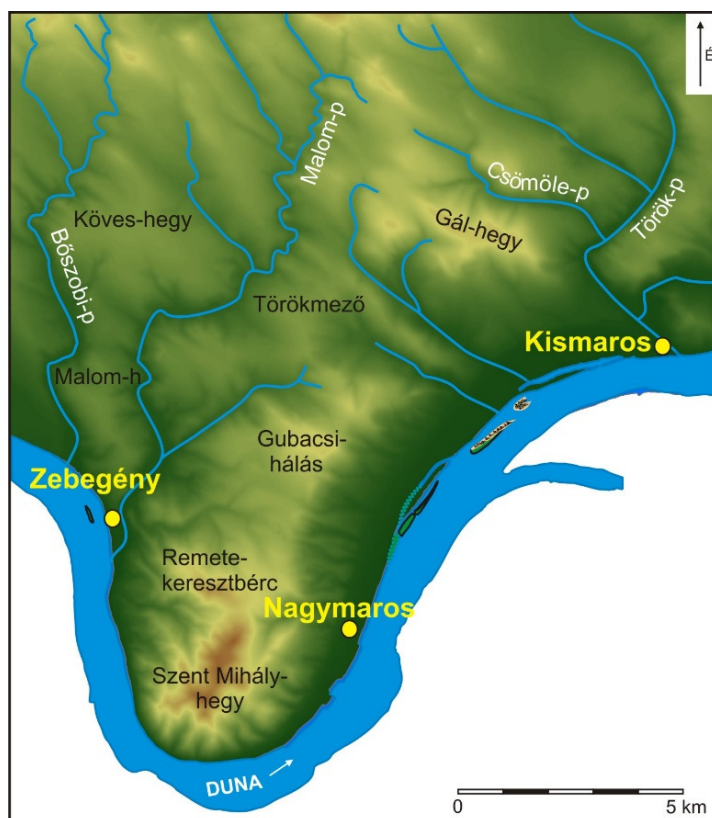
ezzel szemben csak egy helyen írtak le kavicsokat, amelyek ráadásul korábbi eredményeink alapján nem dunai, hanem miocén eredetre vezethető vissza: Lajtai Mészkö Formáció kavicsos részéből kimállott és felhalmozódott anyagáról van szó (bővebben: SZEBERÉNYI et al. 2015). Hasonló megfigyeléseket tett LÁNG S. (1952) a törökmezői szörványkavicsokkal kapcsolatban. Bár a magas helyzetű geomorfológiai szintek egyes felszínein jelenlévő miocén kavicsos mészkövek és az azokból kimállott-kipergett és jelentős vastagságban felhalmozódott kavicsanyag – jelen cikk első szerzője szerint – erősen kétségessé teszi a szóban forgó szintekben napjainkban található felszínarabjainak dunai eredetét, de jelenleg még vita tárgyát képezi ennek valódi súlya. Jogosan vetődik fel ugyanis, hogy a miocén kavicsok jelenléte nem feltétlenül bizonyíték arra, hogy ezek fedőjében soha nem települt dunai üledék. KARÁTSZON, D. et al. (2006, 2007) például a Szent Mihály-hegy – Hegyes-tető hegycsoport pannon és középső miocén üledékek alól való exhumálódását kifejezetten folyóvízi erózióval magyarázza. Tény, hogy ha valaha volt is nyoma a dunai tevékenységnek, akkor az mára már nyom nélkül eltűnt, így ezen az úton megnyugtató választ valószínűleg nem fogunk kapni.

Másik fontos eltérés, hogy a Visegrádi-szorosban az egyes szintek magassági adatai markánsan különböznek a többi szakasztól, ahol az alacsony teraszok egységesen 10-90 méteres relatív magasság között találhatóak, a magas teraszok pedig 100 méter felett kezdődnek. A Visegrádi-szoros eltérő magasságú szintjeit a jelentősebb mértékű kiemelkedéssel magyarázzák, amelynek intenzitását RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS. et al. (2005) mérési eredményei is igazolják. Az is kétségtelen emellett, hogy a Visegrádi-szoros középhegységi térszínének egyes blokkjai eltérő mértékben emelkednek (KARÁTSZON, D. et al. 2007). Ezt a tényt támasztja alá a kavicsos mészkövekkel fedett felszínarabok közötti jelentős vertikális különbség is. A kettőből együttesen adódóan kérdésessé válik, a klasszikus teraszelmélet magas helyzetű geomorfológiai szintjeinek relatív magasságban való meghatározása.

A különböző sebességgel mozgó blokkokon található idősebb felszínarabok ugyanis egymástól eltolódhattak, esetlegesen át is fedhették egymást. A folyóvízi üledékek által nem fedett felszínek ezért valószínűleg nem párhuzamosíthatók egymással relatív magasság alapján. Kérdés tehát ezek után, hogy fel lehet-e ismerni a szóban forgó Duna-szakaszon az klasszikus teraszelmélet egyes geomorfológiai szintjeit, vagy ha nem, fel lehet-e állítani valamilyen más rendszert. Kutatásunk során ennek jártunk utána napjainkban egyre inkább feltörekvő geoinformatikai módszerek alkalmazásával.

Kutatási terület

A kutatási terület a Visegrádi-szoros „nagyvarosi metszetét” (Zebegény-Kismaros szakasz) és annak szűkebb háttérterületét (100-484 m. tszf. között) foglalja magában a Duna bal parti részén. Nyugatról a Bőszobi-patak, délről a Duna vonala, keletről a Csömöle-patak és a Török-patak, északról pedig a Kóspallagi-medence peremhegyeinek dél felé lefutó lejtői határolják. A terület déli része földtani-vulkánszerkezeti szempontból a Visegrádi-hegység részét képezi. Egy korábbi elmélet (SZÉKELY A. 1997) szerint egy kettős kaldera folyóvízi átvágása után alakult ki és került a Duna északi oldalára, napjainkban a Szent Mihály-hegy – Hegyes-tető csoportját inkább már a Keserűs-hegyi kaldera korábban lecsúszott és eltemetődött, majd a Duna által a Visegrádi-hegységről geomorfológiai értelemben leválasztott és exhumált blokkjáról beszélünk (KARÁTSZON, D. et al 2007). Ehhez kapcsolódik a Gubacsi-hálás és a Gál-hegy középhegységi térszíne is, amelyek így egy délnyugat-északkelet irányú vonulatot rajzolnak ki. Ettől nyugatra egy völgyekkel felszabdalt dombsági térszín található, amelyet a Köves-hegy, a Malom-hegy és Törökmező sok helyen mészkövel fedett lapos felszínei jellemeznek.



1. ábra: A kutatási terület

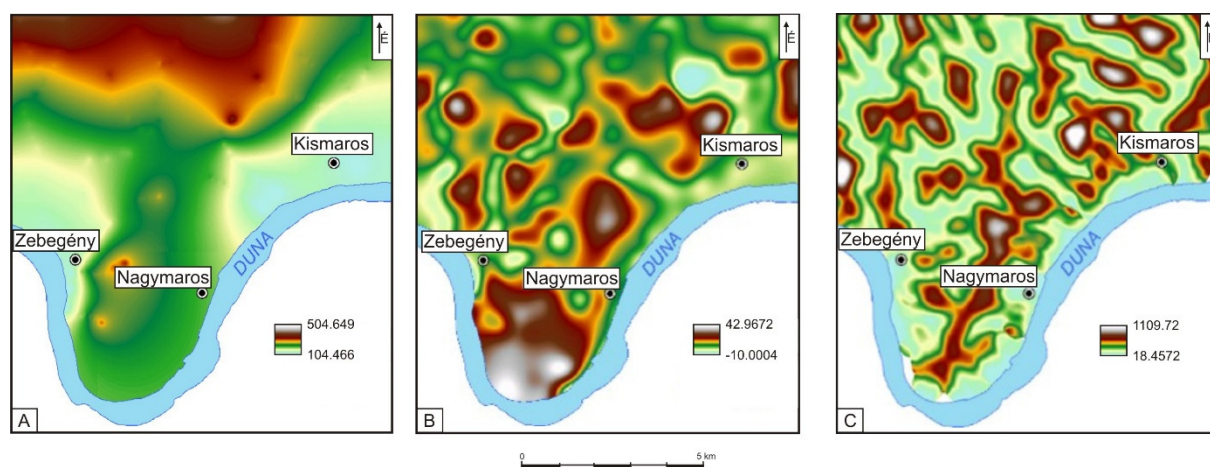
Módszerek

A geomorfológiai szintrendszerek megismeréséhez elegendő fedőüledék híján csak az egyes felszínek magassági helyzetének és egyes szintekben való sűrűsödésének jellemzőivel juthatunk közelebb. A kijelölt területen le kell válogatni minden olyan felszínmaradványt, amelyek valamely geomorfológiai szint részét képezhetik. Ezeket magasság szerint kell rendezni és gyakoriságuk alapján meghúzni a lehetséges szinteket. Ha a terület egymástól eltérő sebességgel mozgó blokkokból áll, akkor ezek nem fognak megszakítatlanul végighúzódni a teljes szelvényen, hanem egymástól eltolva megtörhetnek. Ezért a kutatási területen először meg kell határozni a blokkokat, majd az egyes blokkokon végrehajtani a felszínek leválogatását és összegzését.

A domborzatmodellekből levezethető morфомetriai paraméterek előállításának és interpretálásának napjainkban egyre elterjedtebb módszer egy-egy terület földtani, domborzati és vízrajzi sajátosságainak feltárása során. A hidrogeomorfológiai viszonyok ugyanis jó indikátorai a tektonikai deformációnak, így értelmezésük révén kiegészítő információkat kaphatunk az adott térség felszínfejlődéséről. Az eróziós-szint térkép, a vízfolyás-sűrűség térkép, valamint az esés-index térkép a folyóvízi felszínformálás térbeli mintázatának és anomáliáinak reprezentálására alkalmazható raszter felszínek (GÁBRIS GY. 1986, TUCKER, G. E. et al. 2001, LUO, W.–STEPINSKI, T. 2008, RUSZKICZAY-RÜDIGER, Zs. et al. 2009, JACQUES, P. D. et al. 2014, SLAMA, T. et al. 2015, JÓZSA E.–SZEBERÉNYI J. 2016), amelyeket GRASS GIS térinformatikai szoftver és R statisztikai szoftver alkalmazásával állítottunk elő.

A digitális állományok létrehozásakor az általunk 1:10 000 (HD-72) topográfiai térképről digitalizált domborzatmodellből indultunk ki. Munkánk során HUTCHINSON, M. F. (1988, 1989, 1996, 2000, 2011) által fejlesztett ANUDEM program alapján az Arc GIS környezetbe adoptált „*Topo To Raster*” alkalmazást használtuk fel, amely a szintvonalak mellett a tetőfelszín magasságát, és a völgytalpak vonalait is figyelembe vette.

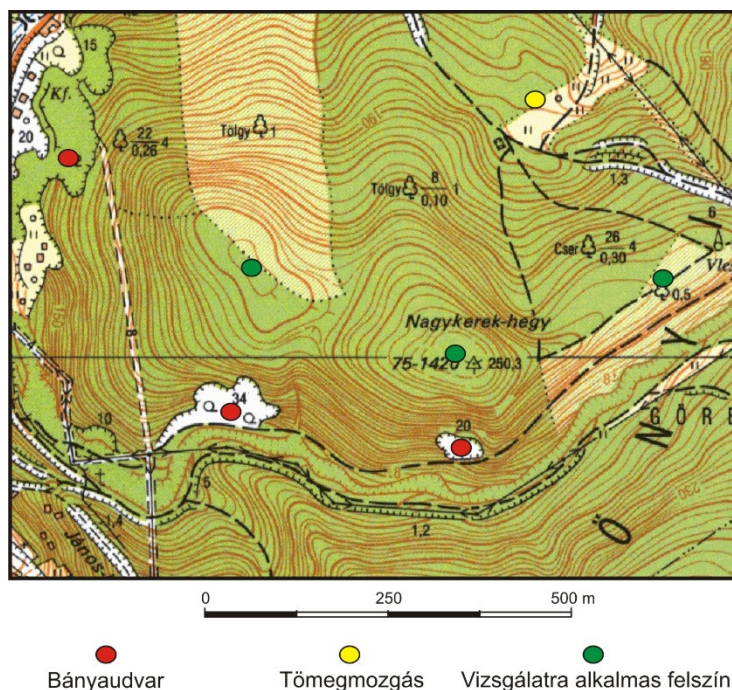
Az eróziós-szint térkép (2/A. ábra) a valós felszín egy olyan egyszerűsített mása, amelyen nem jelenik meg az alacsonyabb rendű vízfolyások eróziója és e felszín hirtelen változásai tektonikus eredetű elváltozásokra, a geológiai viszonyok eltéréseire utalhatnak (JACQUES, P. D. et al. 2014, SLAMA, T. et al. 2015). A vízfolyás-sűrűség térkép (2/B. ábra) a térség felszabdaltságának mintázatát mutatja be, amely a geológiai viszonyok feltárásában ad hasznos információkat (TUCKER, G. E. et al. 2001, LUO, W.–STEPINSKI, T. 2008). Az esés-index térkép (2/C. ábra) a hasonló esésviszonyokkal jellemezhető területek térbeli változásának ábrázolására alkalmas (GÁBRIS GY. 1986, JACQUES, P. D. et al. 2014).



2. ábra: Domborzatmodellből levezethető alapvető morfolometriai paraméterek

A morfolometriai térképeken a litológiai, tektonikai változásokra utaló elemek halmozódása, ill. a felszín túlmagasított, árnyékolt modelljén kivehető formákhoz való jobb igazodás volt a döntő szempont az elemzésben. A domborzati és hidrológiai sajátosságok alapján is megmutatkozó vonalak megtartásával, azok futásának pontosításával állítottunk elő egy a további kutatásban alkalmazható állományt.

A területen található, rendszerbe illeszthető felszínnek leválogatását többféle módon közelítettük meg. Célunk volt, hogy minden sík, vagy minimális lejtéssel jellemezhető forma megjelenjen az eredménytérképen. A munkafolyamat DEMOULIN, A. et al. (2007) által leírt módszer vázlatára, illetve annak területünkre alkalmazott módosítása alapján valósult meg, Arc GIS 10.3 szoftver alkalmazásával. A leválogatott felszínnek közül ki kellett szűrni az olyanokat, amelyek valószínűleg nem folyóvízi felszínformálással jöttek létre, például bányaudvarok, vagy tömegmozgás hatására létrejött formák (3. ábra). Ehhez a leválogatott felszínnek geomorfológiai környezetét vizsgáltuk meg. A szűrési fázis után az állomány így minden olyan felszínt tartalmazott, amelyet teljes bizonyossággal kizárni nem lehet. Az eredménytérképen megjelenő formákat a morfolometriai jellemzők alapján elkülönített területeken vázaltszerűen ábrázoltuk, majd a kialakult képet elemeztük.



3. ábra: Néhány példa a leválogatott felszínek szűrésével kapcsolatban

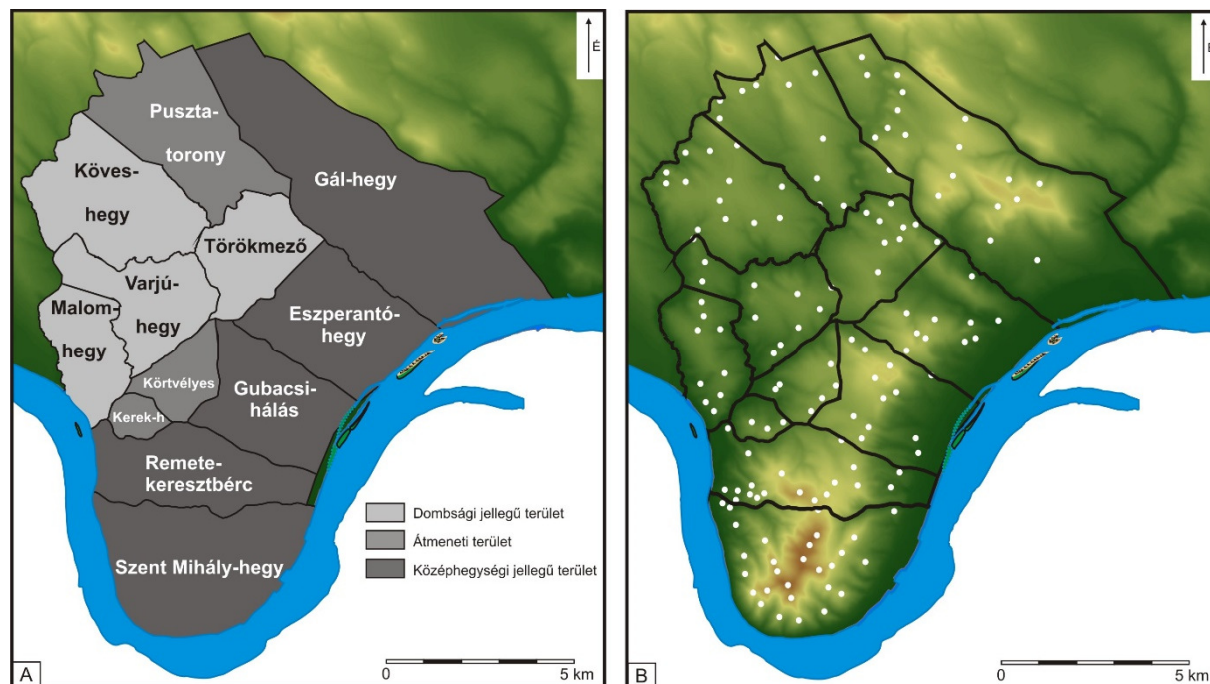
Az eredeti, közel vízszintes forma lejtős térszinné alakul, amely lejtő felőli részén meginduló eróziós, illetve a hegyoldal felőli részen bekövetkező akkumulációs hatás következménye. Emiatt a leválogatott felszínek legtöbbször 5-10 (esetenként 10-20) méteres intervallumokban adhatók meg. A nagyobb eltérések esetén az eróziós és akkumulációs folyamatok által legkevésbé érintett középső rész magassági adataival dolgoztunk.

A kutatás során tisztában voltunk a felszínformák kialakulását illető bizonytalanságokkal. A leválogatott formák közül minden bizonnyal akad olyan, amelyet nem alkalmas arra, hogy geomorfológiai szintek meghatározására használjuk, illetve ezek számát sem tudjuk biztosan. Azt sem lehet biztosan tudni, hogy az egyes morfometriai jellemzők alapján elkülönített terület egységeken megjelenő felszínarabok egymáshoz viszonyítva eltolódtak-e és ha igen, milyen mértékben. Ezeket a bizonytalanságokat a következtetések során figyelembe kell venni.

Eredmények

A domborzatmodellből levezethető alapvető morfometriai paraméterek alapján a kutatási területet 12 blokkra osztottuk (4/A ábra), amelyek domborzati jellemzőik alapján három csoportba sorolhatók. A *domsági jellegű területek* (Köves-hegy, Malom-hegy, Varjú-hegy és Törökmező) alacsonyabb helyzetű tetőfelszínekkel (230-270 tszfm), meredek falú, de széles völgytalpakkal, nagy kiterjedésű lapos felszínekkel, illetve a völgytalpak és tetőfelszín közötti kis szintkülönbségekkel (75-110 m) jellemezhetők. A *középhegységi jellegű területek* (Szent Mihály-hegy, Remete-keresztbérc, Gubacsi-hálás, Eszperantó-hegy és Gál-hegy) magas helyzetű tetőfelszínekkel (335-470 tszfm), meredek falú szűk völgyekkel, kis kiterjedésű enyhé lejtésű felszínekkel írhatók le. Az *átmeneti jellegű területek* (Nagy-Kerek-hegy, Körtvéyes és Pusztatorony) a két típus határán jelennek meg, paramétereik jellemzően ezek között ismerhetők fel. Magasabb helyzetű tetőfelszín (250-300 tszfm), meredek falú, szűkebb völgytalpak, kisebb kiterjedésű lapos felszín jellemzőek. Megjegyzendő, hogy a morfometriai paraméterek alapján meghatározott területek főbb határvonalainak futása hasonló

képet mutat a KORPÁS L.–CSILLAGNÉ T. E. (1999) által elkészített 1:50 000 földtani térképének ide vonatkozó területrészén ábrázolt törésvonalak futásához.



4. ábra: A kutatási terület felosztása domborzatmodellből levezethető morfológiai paraméterek alapján (A) és a területről leválogatott felszínek (B)

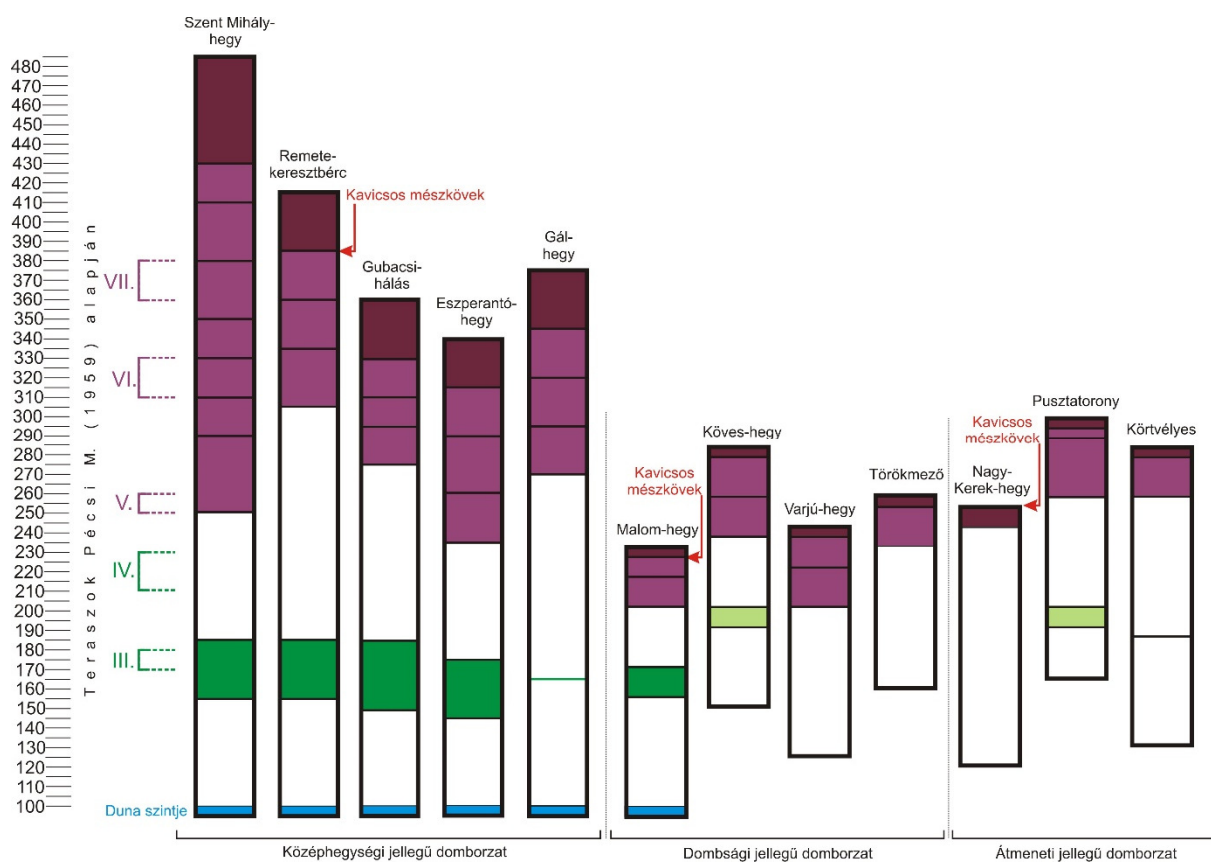
A leválogatás során a kutatási területről összesen 187 darab sík, vagy minimális lejtéssel jellemezhető felszíninformát válogattunk le, amelyet a geomorfológiai környezet vizsgálatával 142-re szűkítettünk le. A felszínek kiterjedése és/vagy több felszín azonos szintben való megjelenése alapján adott területegységre jellemző horizontokat határoztunk meg, majd ezeket vázlatosan ábrázoltuk és egymással, illetve a klasszikus teraszelmélet által meghatározott teraszszintekkel is összevetettük (5. ábra). A holocén ártéri- és a pleisztocén II/A és II/B szintek az általunk elkészített domborzatmodellben nem jöttek ki, így ezek tárgyalásától eltekintünk.

A középhegységi területekről elmondható, hogy a Szent Mihály-hegyen összesen 11, a Remete-keresztbércen, a Gubacsi-háláson s az Eszperantó-hegyen 7-7, a Gál-hegyen 6 szint határozható meg. Ezek közül az alsó két szint egymással párhuzamosan, jól követhetően jelenik meg (5. ábra, sötétzöld zóna). Alatta és felette egyaránt felszínhiányos zóna található, ahol nem tudunk kimutatni határozott felszíneket. A középhegységi jellegű területek közvetlenül a Duna mentén helyezkednek el, így az alsó két szint (Gál-hegy esetén csak egy) mindenképpen dunai eredetűnek értelmezzük. A két szint egymás alatt 30-35 méteres különbséggel fut a III. terasz magasságában. A szóban forgó szintek értelmezésekor felvetődik a III. terasz megkettőzésének lehetősége, amelyre korábbi kutatások eredményei (SCHWEITZER, F. in KROLOPP, E. et al 1976; GÁBRIS GY. 2006, 2007) már utaltak. Ennek eldöntéséhez nem áll rendelkezésre elegendő adat (pl.: a felszínek anyagvizsgálata), de mindenesetre figyelemre méltó, hogy két párhuzamosan futó felszínsorozat mutatható ki a III. terasz magasságában.

Ezután nagyjából 50-70 méteres zóna következik, ahol egyáltalán nem fordul elő felszín, majd a magas helyzetű geomorfológiai szintek következnek. A Szent Mihály-hegy esetén itt 9 horizontot lehet elkülöníteni, a Remete-keresztbérc, a Gubacsi-hálás, az Eszperantó-hegy és a Gál-hegy esetén pedig egységesen 5-5 szint jelenik meg a hegytetőkkel együtt. Ezekben a területeken a magas helyzetű geomorfológiai szintek zónája (5. ábra lila zóna) jól felismerhető,

és az egyes felszínek többé-kevésbé azonos távolságban helyezkednek el egymás felett. Az egyes területek tetőrégióit (5. ábra, sötét lila zóna) a tetőfelszín és az alatta először megjelenő horizont között határoztuk meg. Ez a Szent Mihály-hegy esetén 50 méteres, a többinél 20-25 méteres intervallumban értelmezhető. A felszínek a hegyek dunai és azzal ellentétes hegyoldalokon is egyazon magasságban helyezkednek el. A magas helyzetű felszínek zónái a Szent Mihály-hegyen 235 méteres, a többi esetben 85-115 méteres intervallumban értelmezhető.

A klasszikus teraszelmélet szintjeivel összevetve látható, hogy a magas helyzetű felszínek esetén a relatív magasság alapján történő definiálás nem alkalmazható. Például a VI. terasz magasságában minden terület esetén tartozik 1-2 általunk leválasztott horizont, de (mivel nincs üledékkel fedett vezetősínt) az egybeesés inkább csak véletlenszerűnek tűnik. A rendszer vázlatként inkább magas helyzetű geomorfológiai szintek egymástól eltolt képe jelenik meg.



5. ábra: A leválasztott felszínek kiterjedése és gyakorisága alapján meghúzott szintek. Az árterek, illetve a II/A és II/B teraszok jelölése nélkül

A domsági és átmeneti jellegű területek esetében elmondható, hogy a tetőrégióban és közvetlenül alatta több felszín mutatható ki egymás alatt, amelyek az egyes blokokon általában 25-45 méteres intervallumban értelmezhetők (Nagy-Kerek-hegy esetén 10 méter). Ezek alatt a meredeken bevágódó völgyek oldalaiban néhány helyen (Köves-hegy, Pusztatorony és Körtvélyes) az alacsonyabb szinteken egy vagy két felszínből álló horizont húzható. Ezek eredete kérdéses, de elképzelhető, hogy a Duna-felé tartó patakok alakították ki. A domsági területek közül csak a Malom-hegy található közvetlenül a Duna mellett, így az azon megjelenő alacsony helyzetű felszín páros kialakulása a középhegységi térszínhez hasonlóan dunai tevékenységgel lehet összefüggésbe hozni.

Összefoglalás, diszkusszió

A vizsgált terület geomorfológiai szintjeit felvázolva mind a középhegységi, mind a dombsági térszínnek esetében ugyanaz a rendszer látszik kirajzolódni. Eredményeink alapján területet vertikálisan alapvetően három zónára lehet bontani.

1. Az *alacsony helyzetű felszínnek zónája*, amely a Duna szintje felett 55-85 méteres relatív magasságban húzódik jól felismerhetően. Ezt mindenképpen dunai tevékenységgel magyarázzuk. Ilyen felszínnek jelennek meg a Dunától távolabb eső dombsági területeken is, amely esetén a folyó felé tartó patakok tevékenységét feltételezzük.

2. Az alacsony geomorfológiai szintek felett található *felszínhiányos zóna*, amely a középhegységi térszínnek esetében 50-70 méter, a dombsági térszínnek esetében 25-50 méter.

3. A magas helyzetű felszínnek zónája több szintre tagolható. A középhegységi térszíneken általában 5 (Szent Mihály-hegy esetében 9) szintben ismerhetők fel a felszínnek egymás felett 20-50 méteres különbségekkel. A dombsági térszíneken 2-4 felszín található egymás felett ebben a zónában elég kis 10-20 méteres különbségekkel.

A módszereinkkel kimutatott geomorfológiai szintrendszer alapvetően nem okozott meglepetést, mert a klasszikus teraszelmélet eddig is alacsony és magas teraszokat határozott meg. Kimutatható e mellett még az is viszont, hogy a rendszer valamilyen mértékben továbbvihető a Dunától távolabbi területekre is (Köves-hegy, Varjú-hegy és Pusztatorony).

Kutatásunk eredménye jól megmutatja, hogy a klasszikus teraszelmélet relatív magasságon alapuló beosztása a Visegrádi-szoros magas helyzetű felszíneinek zónájában nem érvényes. Üledékek által nem fedett felszínadarabokról van szó, amelyek morfológiai jellemzők alapján elkülönített blokkok oldalában egymástól eltolt helyzetben jelennek meg. Eredményeink szerint tehát a klasszikus teraszelmélet V., VI. és VII. teraszait a Visegrádi-szorosban nem lehet jellemezni Duna szintje feletti relatív magassággal, mert az egyes blokkokon ide tartozó felszínadarabok egymással való párhuzamosítása inkább véletlenszerű. Tényként annyit lehet leírni, hogy a Visegrádi-szoros középhegységi jellegű területein, a tetőrégió alatt legalább négy szintben ismerhetők fel a magas helyzetű felszínadarabok (Szent Mihály-hegyen több is).

Irodalomjegyzék

- DEMOULIN, A. – BOVY B. – RIXHON G. – CORNET, Y. 2007: An automated method to extract fluvial terraces from digital elevation models: The Vesdre valley, a case study in eastern Belgium. – *Geomorphology*, v. 91, pp. 51-64.
- GÁBRIS GY. 1986: A vízhálózat háromdimenziós vizsgálata. – *Földrajzi Értesítő* 35. (3-4), pp. 269-278.
- HUTCHINSON, M. F. 1988: Calculation of hydrologically sound digital elevation models. – Paper presented at Third International Symposium on Spatial Data Handling at Sydney, Australia.
- HUTCHINSON, M. F. 1989: A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits. – *Journal of Hydrology*, 106: 211–232.
- HUTCHINSON, M. F. 1996: A locally adaptive approach to the interpolation of digital elevation models. – In: *Proceedings, Third International Conference/Workshop on Integrating GIS and Environmental Modeling*. Santa Barbara, CA: National Center for Geographic Information and Analysis. See: http://www.ncgia.ucsb.edu/conf/SANTA_FE_CD-ROM/sf_papers/hutchinson_michael_dem/local.html
- HUTCHINSON, M.F. 2000: Optimising the degree of data smoothing for locally adaptive finite element bivariate smoothing splines. – *ANZIAM Journal* 42(E): C774–C796.
- HUTCHINSON, M.F. – GALLANT, J.C. 2000: Digital elevation models and representation of terrain shape. – In: Wilson, J.P. – Gallant, J.C. (eds.): *Terrain Analysis*. Wiley, New York, pp. 29-50.
- HUTCHINSON, M.F. – XU, T. – STEIN, J.A. 2011: Recent Progress in the ANUDEM Elevation Gridding Procedure. – In: Hengel, T. – Evans, I.S. – Wilson, J.P. – Gould, M. (eds.): *Geomorphometry 2011*. Redlands, California, USA, pp. 19–22. See: <http://geomorphometry.org/HutchinsonXu2011>

- JACQUES, P. D. – SALVADOR, E. D. – MACHADO, R. – GROHMANN, C. H. – NUMMER, A. R. 2014: Application of morphometry in neotectonic studies at the eastern edge of the Paraná Basin, Santa Catarina State, Brazil. – *Geomorphology* 213., pp. 13-23.
- JÓZSA E. – SZEBERÉNYI J. 2016: Geomorfometriai vizsgálatok a tektonika domborzatra gyakorolt hatásainak feltárására Börzsönyi mintaterületen. – In: Balázs B. (szerk.): *Az elmélet és a gyakorlat találkozása a térinformatikában VII. = Theory meets practice in GIS*, Debreceni Egyetemi Kiadó, pp. 193-200.
- KARÁTSÓN, D. – NÉMETH, K. – SZÉKELY, B. – RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS. – PÉCSKAI, Z. 2006: Incision of a river curvatures due to exhumed Miocene volcanic landforms: Danube Bend, Hungary. – *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 95 (5), pp. 929-944.
- KARÁTSÓN, D. – OLÁH, I. – PÉCSKAY, Z. – MÁRTON, E. – HARANGI, SZ. – DULAI, A. – ZELENKA, T. – KÓSIK, SZ. 2007: Miocene volcanism in the Visegrád Mountains, Hungary: an integrated approach to regional stratigraphy. – *Geologica Carpathica*, 58/6. pp. 541-563.
- KORPÁS L. – CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E. 1999: A Börzsöny – Visegrádi-hegység és környezetének fedetlen földtani térképe. 1:50 000. MÁFI, Budapest.
- KROLOPP, E. – SCHWEITZER, F. – SCHEUER, GY. – DÉNES, GY. – KORDOS, L. – SKOFLEK, I. – JÁNOSSY, D. 1976: Quaternary Formation of the Castle Hill in Buda. – *Földtani Közlöny*, 106. pp. 193-228.
- LÁNG S. 1952: A Börzsöny geomorfológiája. – *Földrajzi Értesítő*, Budapest. 1 pp. 315-336, 443-465.
- LUO, W. – STEPINSKI, T. 2008: Identification of geologic contrasts from landscape dissection pattern: An application to the Cascade Range, Oregon, USA. – *Geomorphology* 99., pp. 90-98.
- PÉCSI M. 1959. A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaklata. – *Akadémiai Kiadó*, Budapest, 345 p.
- PÉCSINÉ D. É. 1958: Duna-terasz kavicsok görgetettségi vizsgálata – *Földtani Közlöny* 88. pp. 57-75.
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS. – DUNAI, T. – FODOR, L. – BADA, G. – LEÉL-ÖSSY, SZ. – HORVÁTH, E. 2005: Middle to late Pleistocene uplift rate of the Hungarian Mountain Range at the Danube Band (Pannonian Basin) using in situ produced ³He. – *Tectonophysics*, 410. 1-4. pp. 173-187.
- RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS. – FODOR, L. – HORVÁTH, E. – TELBISZ, T. 2009: Discrimination of fluvial, eolian and neotectonic features in a low hilly landscape: A DEM-based morphotectonic analysis in the Central Pannonian Basin, Hungary. – *Geomorphology* 104., pp. 203-217.
- SLAMA, T. – DEFFONTAINES, B. – TURKI, M. M. 2015: Morphotectonic and Morphodynamic investigations revealed by isobase surface analysis and derived differential mapping using GIS, Tebourouk area, northern Tunisia. – *Earth Science Informatics* 8. pp. 759-773.
- SZEBERÉNYI J. – JÓZSA S. – SIMON I. – KISS K. – BRADÁK B. – VICZIÁN I. 2015: A Visegrádi-szoros kiemelt helyzetű kavicsos üledékeinek vizsgálata Zebegény térségében, és jelentősége a magas dunai teraszok morfosztratigráfiai besorolásakor. – *Földtani Közlöny* 145. pp. 367-383.
- SZÉKELY A. 1997: *Vulkánmorfológia*. – ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 234 p.
- TUCKER, G. E. – CATANI, F. – RINALDO, A. – BRAS, R. L. 2001: Statistical analysis of drainage density from digital terrain data. – *Geomorphology* 36. pp. 187-202.