

A domborzatpusztulás mértékének vizsgálata kárpáti mintaterületeken

Estimations regarding the quantity of denudation on Carpathian surfaces

FARKAS Attila

Joseph Haltrich Elméleti Liceum, Strada Scării 5–6., 545400, Segesvár, Maros-megye, Tel/Fax: 0040-265772789, E-mail: fariattila@yahoo.com

Abstract

GIS based estimations of post-Paleogene surface denudation are presented on 10 sampling areas, which are situated in the Romanian Carpathians. Three of these are young, not very dissected plateaus (formed during the Late-Miocene-Pliocene period), where – through the digital reconstruction of the initial surfaces – quite exact estimations of denudation quantities were possible. Seven areas are situated on terrains with more complex tectonic origin and morphology, where – according to the most Romanian geomorphologists – partially conserved Paleogene and Neogene planation surfaces are extended on the highest peaks. In these areas the quantity of denudation was estimated from the values of digitally obtained GR (geophysical relief) surfaces.

Keywords: denudation, planation surfaces, relief reconstruction, initial surfaces, valley incision

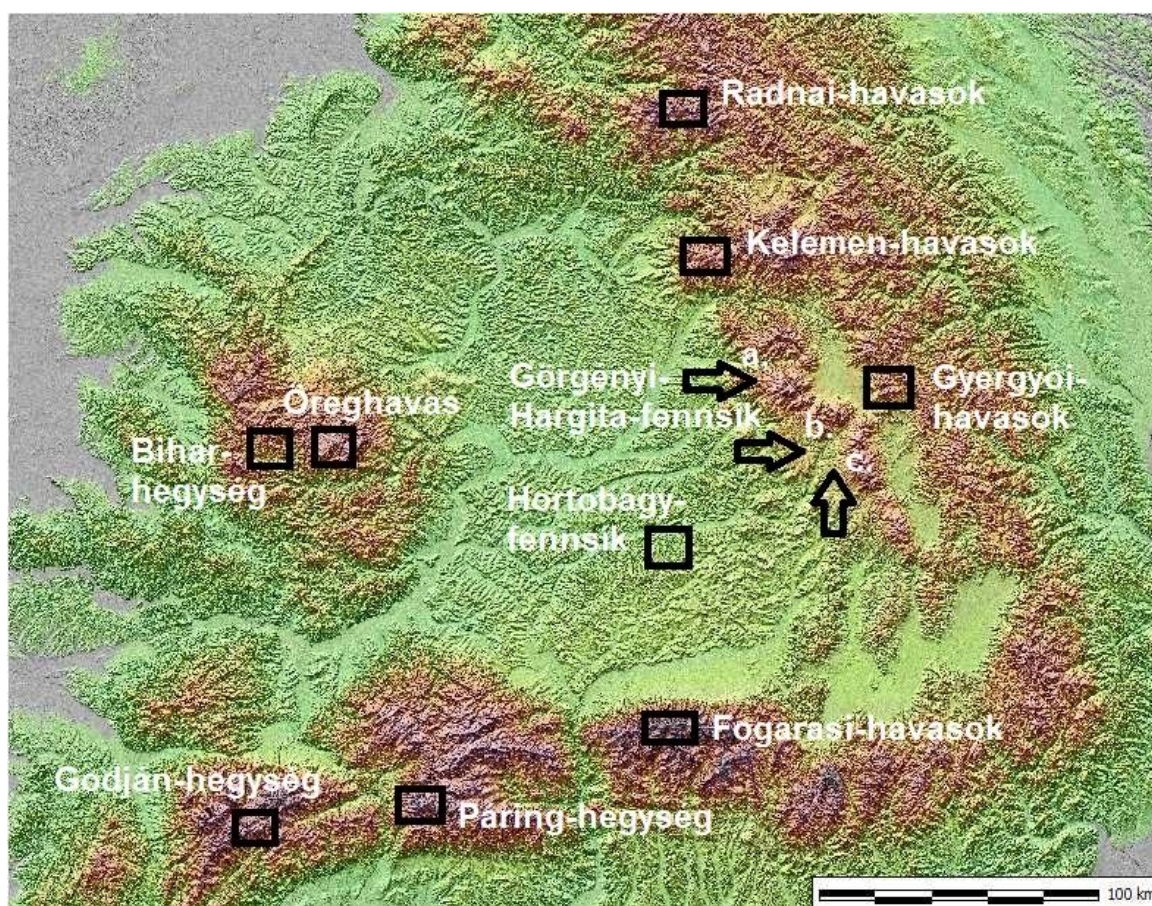
Kulcsszavak: lepusztulás, elegyengetett felszínek, felszínrekonstrukció, kiindulási felszínek, völgybevágódás

1. BEVEZETŐ

Egy adott felszín több millió éves időtartamú lepusztulásának és az ezzel járó magasságvesztésének a becslése különböző módszerekkel és eszközökkel történhet. Jelen tanulmányban térinformatikai (raszteres) műveletek és összehasonlító alakméréstani elemzések segítségével próbálok következtetéseket levonni arra vonatkozóan, hogy a romániai Kárpátok térségében milyen nagyságrendű denudációval számolhatunk a harmadidőszaktól napjainkig.

Korábbi kutatásaimmal együtt [4, 5] illetve ezeket kiegészítve összesen 10 mintaterületet vizsgáltam (1. ábra), amelyek szerkezeti és morfogenetikai szempontból három kategóriába sorolhatók:

1. A kárpáti orogén (gyűrt) szerkezetek mintaterületei a következő hegységekben: Radnai-havasok, Gyergyói-havasok, Fogarasi-havasok, Páring-hegység, Godján-hegység, Bihar-hegység, és Öreghavas. Ezek mindegyike köztani és tektonikai értelemben a romániai Kárpátok idősebb, kristályos-mezozoós felépítésű térségeit képviseli [19]. Kiemelkedésük és ezzel együtt lepusztulásuk feltehetően már a késő kréta–óharmadidőszak idején elkezdődött [8, 15, 21] s jelenleg 1500–2500 m maximális magasságú, többnyire élénk domborzatú, tehát völgyek által erőteljesen szabdaltsággal jellemezhetőek (ez alól némileg kivétel az Öreghavas mintaterülete, amely magasságához képest meglepően kis relief energiájú felszín).
2. Két olyan mintaterületet vizsgáltam, amelyek vulkáni-üledékes összetelen létrejött, késő miocén–pliocén korú [14] juvenilis felszínek: a Görgényi–Hargita-hegység és a Kelemen-havasok 700–1400 m magas, alig szabdaltsággal jellemezhető vulkáni platói.
3. Az Erdélyi-medence középső részén lévő mintaterületünk nem a Kárpátok hegységrendszerének a része, de annak közvetlen szomszédságában található s ebből kifolyólag a domborzatfejlesztése szorosan összefügg azokkal. Ez tulajdonképpen egy – a Kárpátokból lehordott – molasszból felépült terület, amelynek lepusztulása a Pannon-tó visszahúzódását követően kezdődhetett [12, 16, 23]. A kiterjedt és lapos, 500–600 m magasán fekvő kiindulási felszínek itt is jól megőrződtek a bevágódó folyóvölgyek között.



1. ábra. A mintaterületek földrajzi fekvése

2. KUTATÁSTÖRTÉNET

Ami a kárpáti orogén szerkezetek felszínfejlődését illeti a román geomorfológiai szakirodalomban több mint egy évszázada tartja magát az a domborzatfejlődési értelmezés, amely szerint a szakaszos kiemelkedések és az ezeket követő – tektonikai értelemben „csendesebb” – időszakok nyomán ún. eróziós v. egyengetett felszínek („*suprafețe de eroziune*” v. „*trepte de nivelelare*”) alakultak ki [15]. Ez alapján a legidősebb, paleogén során kialakult, ún. Kárpáti Peditain maradványfelszínei lapos hegyhátakként (2. ábra) jelennek meg a kristályos-mezozoós felépítésű hegységek magasabb régióiban [1, 8, 15, 21]. Ebből az értelmezésből kiindulva, vagyis feltételezve azt, hogy ismert a kiindulási felszín kora és magassági helyzete és ezeket rekonstruálva Urdea [22] például 74,45 mm/1000 év eróziós rátával számol a szarmata-pannon idején (az ún. Râu Șes eróziós felszín képződésekor), majd gyorsuló ütemű, 116,71 mm/1000 év rátát feltételez a pliocén–negyedidőszak folyamán a Retyezát-hegységben.

A 90-es évek végétől kezdve a Kárpátok romániai szakaszának lepusztulásával, illetve annak kvantitatív becslésével földtani-geodinamikai témájú közleményekben is foglalkoztak [6, 13, 17, 18]. Ezekben a tanulmányokban termokronológiai vizsgálatokra alapozva 5-6 km-es lepusztulást állapítottak meg a középső miocéntől napjainkig, ami többszöröse például az előbb említett, geomorfológiai (felszínrekonstrukciós) módszerrel végzett becslésnek. Bizonyos szerzők ráadásul ezt a nagy mértékű lepusztulást az Erdélyi-medencében [18] vagy a Déli-és Keleti-Kárpátok előterében [9] lerakódott üledékek mennyiségével is összhangba hozzák.

A Kelemen–Görgényi–Hargita vonulat mentén elsősorban a vulkanológiai szempontból érdekesebb kitérés-központok lealacsonyodását, térfogatvesztését vizsgálták a kutatók [10, 11, 3], a kizárólag a platóra vonatkozó ilyen jellegű adat jóval kevesebb. A legutolsó eredmények alapján [3] az említett kitérés-központok 20 m/millió év átlagos lepusztulási rátával alacsonyodtak (tehát maximum néhány száz métert), a Görgényi-Hargita platón pedig jómagam 50–100 m-es nagyságrendű értékeket becsültem összesen [4].

Az Erdélyi-medence felszínpusztulásával kapcsolatosan Sanders és mtsai. munkájában [18] találunk számszerű adatot, szerintük kb. 500 méternyi vastagságú üledék távozott innen a pliocén és negyedidőszak

során. Jómagam ennél jóval kisebb, 100 m körüli értéket becsültem digitális felszínrekonstrukciós módszerrel [5], de nem a teljes medencére, hanem annak a középső részén elterülő Hortobágy-fennsík mintaterületén.



2. ábra. A Fogarasi-havasokban lévő, kb. 2000 m-en elterülő Scărișoara-plató. A hazai geomorfológia értelmezési szerint [21] ez is a paleogén során elegyengetett Kárpáti Pediplain része.

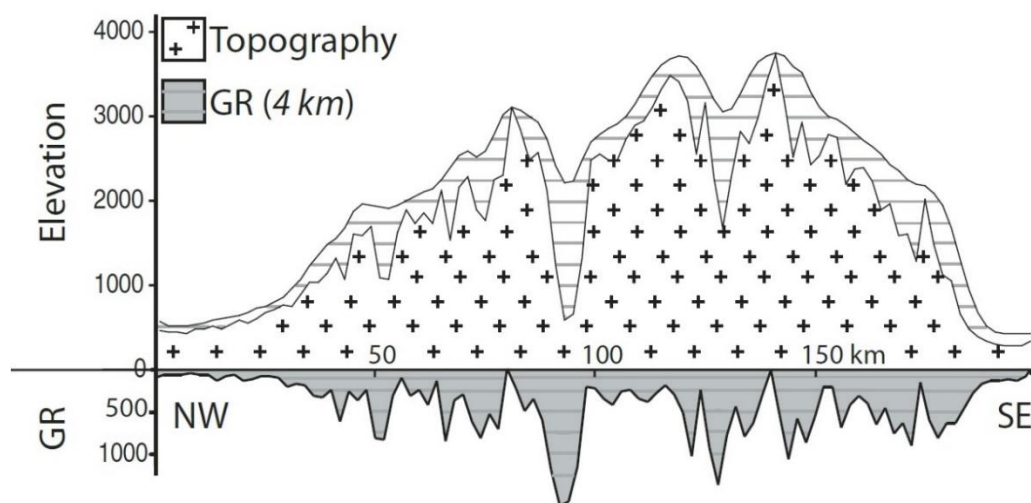
3. MÓDSZEREK

Korábbi kutatásaimat folytatva és kiegészítve jelen tanulmányban összesen 10 mintaterület lepusztulására, magasságvesztésére vonatkozó becslését mutatom be. Vizsgálataim során 3 ívmásodperces felbontású SRTM és 1 ívmásodperces felbontású AW3D30 digitális magassági adatbázisokat használtam fel.

A Kelemen-havasok és a Görgényi–Hargita vulkáni fennsíkjai, illetve a Hortobágy-fennsík esetében, mivel a kiindulási felszínek – vagyis a bevágódott völgyek közti platós térszínek – nagy területeken s azonos magasságban megőrződtek, a MicroDEM térinformatikai szoftver oromszint (summit level) műveletével és harmadfokú nem lineáris trendfelszín szerkesztésével (a Hortobágy-fennsíkon) sikerült virtuálisan rekonstruálni az eredeti domborzatot. Így ezeken a mintaterületeken a rekonstruált ősfelszín és a jelenlegi – részben felszabdaldódott – domborzat átlagmagasság béli különbsége adja meg a lepusztulás mértékének elméleti értékét.

Az orogén szerkezetek esetében sokkal tagoltabb, heterogénebb magassági eloszlású területekről van szó. A jelenlegi felszínalaktani ismeretek alapján több lépcsős kiindulási felszínekről beszélhetünk, ahol a legfelső – paleogén során elegyengetett ún. *Kárpáti Pediplain* fölé ráadásul késő kréta kori tanúhegyek magasodnak [1]. Így ezeken a mintaterületeken felszínrekonstrukció helyett származtatott domborzatmodelleket, ún. geofizikai felszíneket (geophysical relief) szerkesztettem a MicroDEM megfelelő raszteres műveletével. Ezek generálásánál 4x4 km-es mozgóablakot választottam, amit a mintaterületek nagysága és völgyekkel való tagoltságának mértéke miatt láttam indokoltnak. Így tulajdonképpen nem beszélhetünk egy egységes és egyenletes kiindulási felszínhez viszonyított magasságvesztés becsléséről, mint az első három mintaterületnél, de lévén, hogy a geofizikai felszínek a gerinchálózat szintje és a teljes domborzat magasságbeli különbségét jelenítik meg (3. ábra) és figyelembe véve, hogy a legidősebb megőrződött elegyengetett felszíneket elsősorban ezeken a gerinceken (hegyhátakon) azonosították,

véleményem szerint ezek a becslések is relevánsnak tekinthetők. Egyébként a nemzetközi szakirodalomban számos esetben található hasonló – a geofizikai felszínnek módszerével végzett – lepusztulásra vonatkozó kvantitatív becsléseket [2, 20].



3. ábra. A geofizikai felszín (GR) lényegét szemléltető ábra CHAMPAGNAC, J. és mtsai. 2007-ben megjelent tanulmányából.

4. EREDMÉNYEK

A legpontosabb és legegyszerűbben értelmezhető eredmények azokon a mintaterületeken születtek, amelyek jól őrzik az eredeti és egyenletes kiindulási felszínük részleteit és ebből kifolyólag megbízhatóan rekonstruálhatóak (1. táblázat). Ebbe a kategóriába tartozik a két vulkáni fennsík, illetve az Erdélyi - medencében lévő Hortobágy-fennsík is. A vulkáni fennsíkok esetében a becsült lepusztulási értékek északról dél fele csökkenő tendenciát mutatnak, ami összhangban van a térség kronológiájával, vagyis az ugyancsak észak-dél irányú fiatalodás trendjével. A Kelemen-havasok béli fennsík esetében a 200 m fölötti érték ezenkívül a nagyobb – helyi erózióbázishoz viszonyított – magassággal is magyarázható, ami valószínű fokozottabb völgybevágódást tett lehetővé. A Hortobágy-fennsík esetében a becsült 102 m-es érték szintén összhangban a felszín kb. 8 millió éves korával, és a viszonylag alacsonyan fekvő domborzatával (a legmagasabb kiindulási felszínnek és a Nagy-Küküllő között mindössze 150–200 m-es szintkülönbség van). Továbbá fontosnak tartom kiemelni, hogy mindhárom térség (főleg a Hortobágy-fennsík) az erózióknak kevésbé ellenálló kőzetekből áll.

Mintaterület elhelyezkedése	Mintaterület átlagmagassága	Mintaterület átlag lejtőmeredeksége	Mintaterület kora (lepusztulás kezdete)	Becsült magasságvesztés	Becslési módszer
Radnai-havasok	1572 m	27.4 °	késő kréta-paleogén	508 m	geofizikai felszín
Gyergyói-havasok	1127 m	16.8 °	késő kréta-paleogén	297 m	geofizikai felszín
Fogarasi-havasok	1950 m	30.9 °	késő kréta-paleogén	474 m	geofizikai felszín
Páring-hegység	1834 m	25.2 °	késő kréta-paleogén	499 m	geofizikai felszín
Godján-hegység	1681 m	26.0 °	késő kréta-paleogén	464 m	geofizikai felszín
Bihar-hegység	1092 m	18.4 °	késő kréta-paleogén	233 m	geofizikai felszín
Öreghavas	1458 m	12.8 °	késő kréta-paleogén	189 m	geofizikai felszín
Hortobágy-fennsík	479 m	12.8 °	késő miocén	102 m	felszínrekonstrukció
Kelemen-havasok vulkáni platója	1220 m	17.4 °	késő miocén	256 m	felszínrekonstrukció

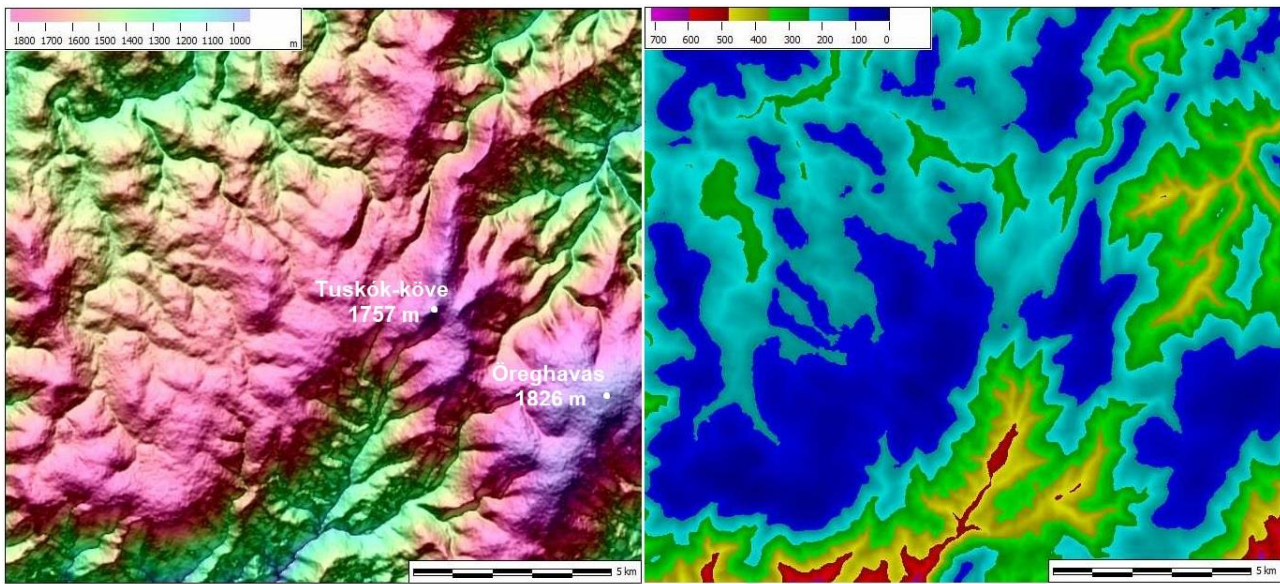
Görgényi–Hargita-hegység vulkáni platója	észak-görgényi szegmens	Becsült magasságvesztés: 91 m
	dél-görgényi szegmens	Becsült magasságvesztés: 56 m
	hargitai szegmens	Becsült magasságvesztés: 58 m

1. táblázat. A lepusztulásra vonatkozó becslési eredmények a mintaterületeken.

A Kárpátok orogén eredetű mintaterületeinek az esetében a lepusztulás mértékének a becslését a mai gerinchálózatot egyesítő felület és a tulajdonképpeni domborzat közti magasságkülönbség, (vagyis a geofizikai felszín átlagmagassága) adta, feltételezve az említett egyengetett felszínnek létét a gerinchálózat szintjén. A

legmagasabb, 400-500 m körüli értékek a Radnai, Páring, Godján és Fogarasi-havasokban vannak, ahol a nagyobb magasságok szintén erőteljesebb völgybevágódást tettek lehetővé (ez a negyedidőszaki gleccserek tevékenysége idején még inkább fokozódhatott), ellentétben az alacsonyabban fekvő (Gyergyói-havasok, Bihar-hegység) mintaterületekkel. Az Öreghavas (4. ábra) egyedi abban a tekintetben, hogy a felszín magasságához képest a geofizikai felszín átlagértéke meglehetősen alacsony (189 m). Itt széles és lapos morfológiájú hegyhátak uralják a felszínt, kevés az igazán mélyre bevágódó völgy, ami értelmezésem szerint a térség azon jellemzőjével magyarázható, hogy a Bihari-autohton erózióknak ellenálló kőzetei (pl. gránit) összefüggő tömbként nagy területen kiterjednek a Sziget-hegységnek ezen a részén, ez pedig valószínű nagy mértékben késleltette a felszín felszabdalódását.

Fontosnak tartom még megjegyezni, hogy az általam kiválasztott kárpáti orogén eredetű mintaterületek az adott hegységek központi, kevésbé lepusztult részeit foglalják magukba, ahol elvileg a legfelső kiindulási felszínek (pl. a Kárpáti Pediplain) nagyobb területeken konzerválódtak. A lepusztulás mértéke tehát a peremi, erőteljesebben fragmentálódott részekben természetesen valamivel nagyobb is lehetett.



4. ábra. Árnyékolt digitális domborzatmodell (balra) és a 4 km-es mozgóablakkal létrehozott geofizikai felszín (jobbra) az Öreghavas mintaterületén

5. KÖVETKEZTETÉSEK

A vulkáni fennsíkok (Kelemen-havasok és Görgényi-Hargita-hegységek), valamint a Hortobágy-fennsík esetében, mivel az elsődleges kiindulási felszínek jól rekonstruálhatóak, a lepusztulás mértékére vonatkozó becsléseim ezeken a területeken tekinthetők a legpontosabbaknak megítélésem szerint.

A kárpáti orogén szerkezetek azonban idősebb, összetettebb genetikájú és morfológiájú domborzattal rendelkeznek s becsléseim során abból a feltételezésből indultam ki, hogy a legmagasabban fekvő gerincek, hegyhátak egykori – paleogén és neogén során képződött – elegyengetett felszínek maradványait őrzik. Ez az értelmezés, domborzatfejlődési kép több mint egy évszázada uralja a romániai felszínalaktan tudományát, de véleményem szerint nem lehet figyelmen kívül hagyni azt sem, hogy az említett termokronológiai vizsgálatok eredményeivel [6, 13, 17, 18] gyakorlatilag összeegyeztethetetlen. Ugyanis 5-6 km-es nagyságrendű folyamatos lepusztulás és magasságvesztés (csak a középső miocéntől!) feltételezése logikailag kizárja azt, hogy a mai domborzat tetőszintjén (1400–2200 m-es magassági tartományban) paleogén és neogén kori ősfelszínek maradványai őrződtek volna meg. Ebben az esetben az ezekben az ősfelszínekbe bevágódó, ezeket erodáló völgyhálózat mélysége, vagyis a tulajdonképpeni geofizikai felszínek értékei jelentik a lepusztulás mérvadó becslését, ami az előbbieken vázolt vizsgálataim alapján mindössze néhány 100 m-t jelent (Urdea szerint [22] maguk az eróziós felszínek is alacsonyodhattak az évmilliók során 100-200 m-t, de ezzel együtt is nagyságrendileg távol vagyunk a több kilométeres léptékű felszínpusztulástól).

Összegezve tehát az is elmondható, hogy a romániai Kárpátok – máig részben megőrződött – paleogén–neogén kori elegyengetett felszínek létrejöttét feltételező domborzatfejlődési modellje a több kilométeres felszínalacsonyodással számoló termokronológiai vizsgálatok fényében gyakorlatilag értelmezhetetlen. Ezt

figyelembe véve véleményem szerint további vizsgálatok, illetve a geomorfológia és a geológia szakterületein dolgozó kutatók közötti hatékonyabb információáramlás szükséges annak érdekében, hogy a kárpáti térség lepusztulását, felszínfejlődési aspektusait jobban megértsük.

IRODALMI HIVATKOZÁSOK

- [1] BĂLTEANU, D., IELENICZ, M., POPESCU, M. 1998: Geomorphology of the Romanian Carpathians: new trends and evolutions. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*: **XXXII**: 89–109. Kraków.
- [2] CHAMPAGNAC, J., MOLNAR, P., ANDERSON, R., SUE, C., DELACOU, B. 2007: Quaternary erosion-induced isostatic rebound in the western Alps. *Geology*: **35/3**: 195–198. Geological Society of America.
- [3] DIBACTO, S., KARÁTSON, D., HENCZ, M., LAHITTE, P. 2020: Growth and erosion rates of the East Carpathians volcanoes constrained by numerical models: Tectonic and climatic implications. *Geomorphology*, **368**.
- [4] FARKAS A. 2018: Estimări cantitative privind eroziunea fluvială pe platoul vulcanic al munților Călimani–Gurghiu–Harghita. *Conferința Națională de Geografie*, Gyulafehérvár.
- [5] FARKAS A. 2024: A domborzatpusztulás mennyiségének becslése az Erdélyi-medencében és a Keleti-Kárpátok különböző felszín típusain. *XXV. Bányászati, Kohászati és Földtani Konferencia*, Marosvásárhely.
- [6] GRÖGER, H., TISCHLER, M., FÜGENSCHUH, B., SCHMID, M. S. 2013: Thermal history of the Maramureș area (Northern Romania) constrained by zircon fission track analysis: Cretaceous metamorphism and Late Cretaceous to Paleocene exhumation. *Geologica Carpathica*, **64/5**: 383–398.
- [7] ICHIM, I. 1986: Problema suprafețelor de eroziune (de nivelare) din Carpații Orientali. *Anuarul Muzeului de Științe Naturale Piatra Neamț*, **V**: 209–219., Piatra Neamț.
- [8] IELENICZ, M., SIMONI, S. 2007: The Evolution Stages of the Romania's Landforms and the Resulted Erosion Surfaces. *Revista de geomorfologie*, **9**: 41–52., București.
- [9] JIPA, D.C., OLARIU, C. 2013: Sediment routing in a semi-enclosed epicontinental sea: Dacian Basin, Paratethys domain, Late Neogene, Romania. *Global and Planetary Change*, **103**: 193–206., Elsevier Science.
- [10] KARÁTSON, D. 1996: Rates and factors of stratovolcanic degradation in a continental climate: a complex morphometric analysis for nineteen Neogene/Quaternary crater remnants in the Carpathians. *Journal of Volcanology and geothermal research*, **3**: 65–78. Elsevier Science.
- [11] KARÁTSON, D., TIMÁR, G. 2004: Az Eperjes–Tokaji- és a Kelemen–Görgényi–Hargita vulkáni vonulat összehasonlító térfogatszámítása SRTM-adatok alapján: vulkanológiai és felszínfejlődési következtetések. *Magyar Földrajzi Konferencia*, Szeged.
- [12] KRÉZSEK, CS., FILIPESCU, S. 2005: Middle to late Miocene sequence stratigraphy of the Transylvanian Basin (Romania). *Tectonophysics*, **410**: 437–463. Amsterdam.
- [13] MERTEN, S. 2011: Thermo-tectonic evolution of a convergent orogen with low topographic build-up. *VU Research Portal*, Vrije Universiteit, Amsterdam.
- [14] PÉCSKAY, Z., EDELSTEIN, O., SEGHEDI, I., SZAKÁCS, S., KOVÁCS, M., CRIHAN, M., BERNAD, A. 1995: K–Ar datings of Neogen–Quaternary calc-alkaline volcanic rocks in Romania. *Acta Vulcanologica*, **7(2)**: 53–61.
- [15] POSEA, G. 1997: Suprafețe și nivele de eroziune. *Revista de Geomorfologie*, **I**: 11–30. Bukarest.
- [16] ROȘIAN, G. 2020: *Relieful din depresiunea Transilvaniei*, Presa Universitară Clujeană, 501, Kolozsvár.
- [17] SANDERS, C., ANDRIESEN, P. A. M., CLOETINGH, S. 1999: Lyfe cycle of the East Carpathian orogen: Erosion history of a doubly vergent critical wedge assessed by fission track thermochronology. *Journal of Geophysical Research*, **104**: 121–133.
- [18] SANDERS, C., HUISMANS, R., VAN WEES, J.D., ANDRIESEN, P. 2002: The Neogene history of the Transylvanian basin in relation to its surrounding mountains. *Stephan Mueller Special Publication Series*, **3**: 121–133.
- [19] SĂNDULESCU, M. 1984: *Geotectonica României*, Editura Technică, 336, București.
- [20] SMALL, E., ANDERSON R. 1998: Pleistocene relief production in Laramide mountain ranges, western United States. *Geology*, **26/2**: 123–126.
- [21] TRIF, S. 2018: *Treptele de nivelare din Carpații Meridionali*, ISBN: 978-973-0-15358-3., 79, Brassó.
- [22] URDEA, P. 2000: *Munții Retezat: studiu geomorfologic*, Editura Academiei Române, 290, București.
- [23] WANEK, F. 1994: Az Erdélyi-medence fejlődéstörténete. *Iskolakultúra*, **4/18**: 48–53., Szeged.