

A domborzatpusztulás mennyiségének becslése az Erdélyi-medencében és a Keleti-Kárpátok különböző felszíntípusain

Estimations regarding the quantity of denudation in the Transylvanian Basin and on different surface types in the East Carpathians

FARKAS Attila

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

Abstract

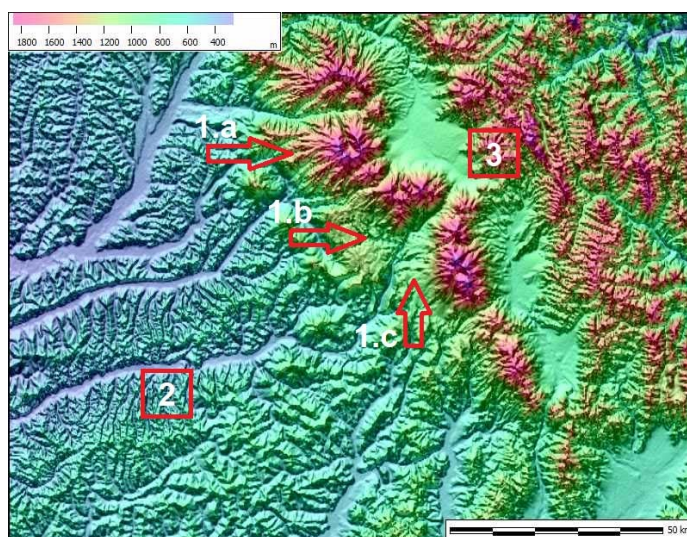
Estimations of surface denudation are presented on three different types of relief, which have been eroded since the Late Miocene. These investigations were made in two steps: 1. the digital reconstruction of the initial surfaces and 2. calculating the altimetric differences between these and the actual surfaces. Our results show an erosion of a few hundreds meters, which are compatible with the earlier geomorphological estimates, but are in a great contrast, when compared with the much greater (appr. 6 km) values yielded by the thermochronological analyses.

Keywords: initial surface, denudation, summit level, trend surface

Kulcsszavak: kiindulási felszín, lepusztulás, oromszint, trendfelület

1. BEVEZETŐ

Egy adott terület domborzatpusztulásának az elemzése, illetve az erre vonatkozó mennyiségi becslések fontos részei a kimondottan geomorfológiai, de a tágabb értelemben vett földtani (pl. geodinamikai) kutatásoknak is. Az alábbiakban a térinformatika eszköztárából merítve próbálunk közelebb jutni annak a megértéséhez, hogy milyen mértékben vesztethetett a magasságából három – a késő miocén óta egyre jobban felszabdaldó és lepusztuló – felszín (1. ábra).



1. ábra

Árnyékolt domborzati kép a vizsgált mintaterületekről. 1. Kelemen–Görgényi–Hargita vulkáni platója (a. észak-görgényi szegmens, b. dél-görgényi szegmens, c. hargitai szegmens), 2. Felszínrészlet a Hortobágy-fennsíkban, 3. Felszínrészlet a Gyergyói-havasokban.

Az első a Kelemen–Görgényi–Hargita vulkáni vonulat törmelékközet-fennsíkja, aminek a kialakulási kora jól ismert [11, 12] és az eredeti domborzat, vagyis a tulajdonképpeni vulkáni geomorfológia is jól megőrződött. Ennek köszönhetően itt kivételes lehetőség van a lepusztulás mennyiségének pontos becsléséhez és nyomon követéséhez.

A következő felszín az Erdélyi-medence belsejében található Hortobágyi-fennsík Segesvártól délnyugatra levő része, ami az előbbihez képest egy jobban tagolt, elsősorban a környező Kárpátokból lehordott morasszból felépült domborzat. Lepusztulása és felszabdaldódása a Pannon-tó visszahúzódását követően kezdődött [9, 14, 18, 19]

A harmadik a Keleti–Kárpátok középső részén húzódó Bukovinidák rendkívül bonyolult orogén szerkezetének morfológiai megnyilvánulása a Gyergyói-havasokban. Felszínének a kialakulása és lepusztulása valószínű már a felső kréta – paleogén idején elkezdődött, de markáns kiemelkedése és az erőteljes fragmentálódása a származatától számítható igazán [19].

2. KUTATÁSTÖRTÉNET

A szakirodalomban mindhárom térség felszínpusztulásának a mennyiségére vonatkozóan találunk különböző módszerekkel végzett, konkrét számokban is kifejezett becsléseket [1, 2, 3, 5, 7, 8, 10, 15, 16].

A Kelemen–Görgényi–Hargita vonulat mentén elsősorban a vulkanológiai szempontból érdekesebb kitérés-központok lealacsonyodását, térfogatvesztését vizsgálták a kutatók, a kizárólag a platóra vonatkozó ilyen jellegű adat jóval kevesebb [3]. A legutolsó eredmények alapján [1] az említett kitérés-központok 20 m/millió év átlagos lepusztulási rátával alacsonyodtak (tehát maximum néhány száz métert), a platón pedig jómagam 50–100 m-es nagyságrendű értékeket becsültem összesen [3].

Az Erdélyi-medence esetében Sanders és mtsai. [16] apatit hasadványnyomos elemzések eredményeire, illetve üledékmenyiségi számításokra támaszkodva 500 m-es posztpannoniai lepusztulással számolnak.

A Gyergyói-havasok béli mintaterületünket is magába foglaló Keleti-Kárpátok egészére ugyancsak Sanders és mtsai. [15, 16] óriási mértékű, 6 km-es „eróziót” állapítottak meg az elmúlt 15 millió évre. Az előbbihez hasonló – a Keleti-Kárpátokat szintén teljesen, vagy csak részben lefedő – termokronológiai elemzések [5, 10] pedig szintén több kilométeres exhumációval és erózióval számolnak.

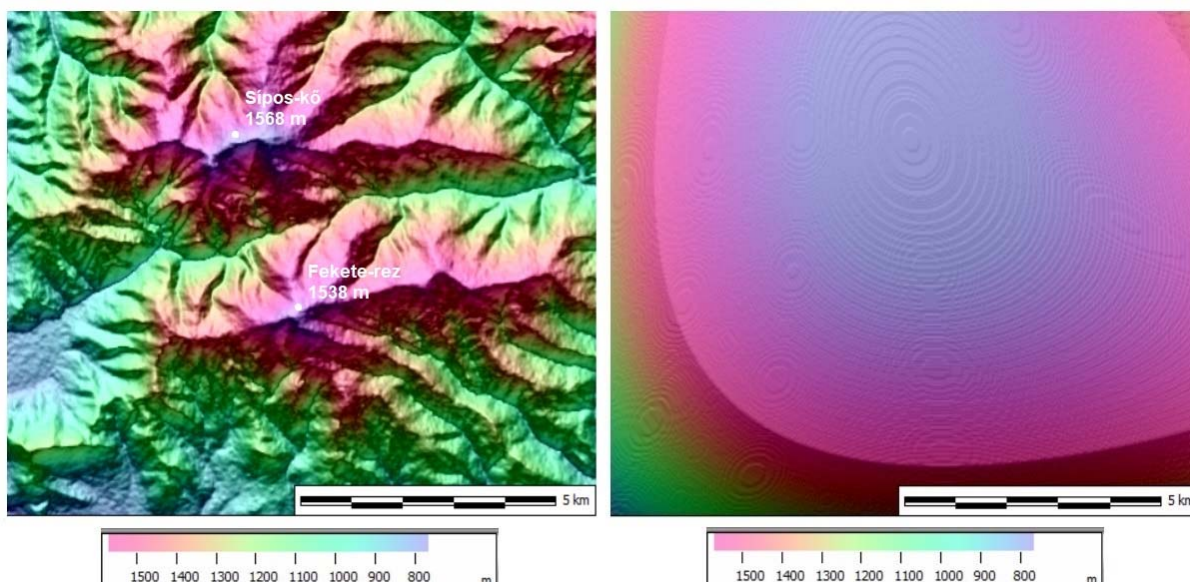
3. VIZSGÁLATI MÓDSZER

Módszerem lényege két lépésben foglalható össze: a lepusztulás előtti, egyenletes kiindulási felszínnek digitális újra alkotása, majd ennek a mai – már szabdalt – domborzattal való magassági összevetése. A rendelkezésre álló SRTM és AW3D30 digitális domborzatmodellekből raszteres eljárások által sikerült újra alkotni az említett kiindulási felszíneket.

A Kelemen–Görgényi–Hargita vulkáni vonulat területére vonatkozó eredményeimet már korábban közöltem, de indokoltnak látom ezeket újra feldolgozni és a másik két területtel összefüggésben tárgyalni. Itt, mivel egy gyengén szabdalt vulkáni platóról van szó a MicroDEM program oromszint („summit level”) műveletével történt meg a völgyek „virtuális feltöltése”.

Az Erdélyi-medence és a Gyergyói-havasok esetében az előbbi művelettel a nagyobb mértékű felszín-tagoltság miatt nem lehetett létrehozni a kívánt, egyenletes magassági eloszlású domborzatmodellt. Így – egy korábban szintén alkalmazott eljárással [4] – harmadfokú nem-lineáris trendfelületeket szerkesztettem (2. ábra), ugyancsak a MicroDEM segítségével, majd ezek magassági korrekcióját, tehát az aktuális gerinchálózat-hoz való igazítását a SAGA program „grid normalisation” műveletével végeztem el.

A következő lépésben végül kivontam az újraalkotott kiindulási felszínnek átlagmagassági adataiból a mai, mintaterületül választott domborzatrészletek szintén ilyen adatait, megkapva ez által a lepusztulás okozta alacsonyodás elméleti értékeit.



2. ábra

*A Gyergyói-havasok béli mintaterület jelenlegi domborzata (balra)
és a belőle generált harmadfokú nem-lineáris trendfelület (jobbra).
Az utóbbi magassági korrekciók révén a fő folyóközi hátaak szintjéhez van „igazítva”.*

4. EREDMÉNYEK

A bemutatott módszerrel végzett felszínpusztulásra vonatkozó becslések eredményei egymással összehasonlítva értékelhetőek a legjobban (1. táblázat). Legkisebb mértékben, mintegy 50–100 m-es nagyságrendben a Kelemen–Görgényi–Hargita vulkáni platója pusztult, de az Erdélyi-medence középső részén fekvő mintaterületünk magasságvesztése is alig haladja meg a 100 m-t. Ezek az eredmények teljesen összhangban vannak a két terület szinte teljesen megegyező felszínkronológiájával (a vulkáni plató középső és déli része kissé fiatalabb [12]), és azzal a feltételezéssel, hogy mindkét esetben egy viszonylag egyenletes és könnyen pusztuló kőzetekből álló terület volt a kiindulási felszín.

A Gyergyói-havasokban az erőteljes és komplex tektonikai mozgások is előzményei, illetve részei voltak a domborzatfejlődésnek [17]. Így a 300 m-t kissé meghaladó érték azzal a feltételezéssel tekinthető mérvadónak, ha a mai gerinchálózat ebben az esetben is egy összefüggő és nagyjából egyenletes felületű kiindulási felszín (vagy felszínek) maradványa. Ez összhangban van azzal az uralkodó geomorfológiai értelmezéssel, amely szerint a romániai Kárpátok szinte minden részén, így a Keleti–Kárpátok kristályos övezetében is jelen van az eocén és oligocén idején képződött elegyengetett felszín, az ún. Kárpáti Peditain [6, 13]. Ez a nézet (a fiatalabb és alacsonyabban fekvő többi elegyengetett felszín értelmezésével együtt) viszont nem összeegyeztethető a korábban említett termokronológiai vizsgálatok eredményeivel, amelyek a középső miocéntől kezdve több km-es kiemelkedésekkel és ezt követő erózió okozta általános domborzatalacsonyodással számolnak.

5. KÖVETKEZTETÉSEK

Az előbbieken bemutatott raszteres eljárásokkal sikerült mindhárom mintaterületen egy völgyek nélküli, egyenletes magasságú digitális domborzatmodellt létrehozni. Ezek a Kelemen–Görgényi–Hargita vulkáni platója és a Hortobágy-fennsík esetében kiindulási felszíneknek is tekinthetőek, hiszen mindkét esetben a folyóközi hátaak az egykori felhalmozódási felszín alig vagy egyáltalán nem lepusztult maradványait jelentik. Így az ide vonatkozó becslések is véleményem szerint közel állnak a valósághoz.

Sokkal nehezebben értelmezhetőek ugyanakkor a Gyergyói-havasokra vonatkozó eredmények, mivel itt kiindulási felszín csak abban az esetben feltételezhető (akkor is fenntartásokkal), ha elfogadjuk a kárpáti elegyengetett felszínek létét, vagyis azt, hogy pl. a mai csúcsrégióban fellelhetőek a paleogén során képződött

ún Kárpáti Pediplain maradványai. Ez viszont teljesen összeegyeztethetetlen a termokronológiai vizsgálatok eredményeivel, amelyek 6-8 km-es lepusztulási mennyiségekkel számolnak [5, 10, 15, 16].

1. táblázat. A mintaterületek, illetve a belőlük szerkesztett kiindulási felszínek alakméréstani mutatói és a becsült domborzatpusztulás (magasságvesztések) értékei.

Mintaterület	Domborzati paraméter	Mai domborzat	Szerkesztett kiindulási felszín
Hortobágy-fennsík (kivágott felszínrészlet)	Átlagmagasság	479 m	581 m
	Legnagyobb magassági érték	682 m	620 m
	Legkisebb magassági érték	343 m	540 m
	Átlag lejtőmeredekség	22.68 °	1.55 °
Becsült magasságvesztés: 102 m			
Gyergyói-havasok (kivágott felszínrészlet)	Átlagmagasság	1128 m	1438 m
	Legnagyobb magassági érték	1569 m	1600 m
	Legkisebb magassági érték	768 m	800 m
	Átlag lejtőmeredekség	30.18 °	7.83 °
Becsült magasságvesztés: 310 m			

Kelemen – Görgényi – Hargita vulkáni platója	<i>észak-görgényi szegmens</i>	Becsült magasságvesztés: 91 m
	<i>dél-görgényi szegmens</i>	Becsült magasságvesztés: 56 m
	<i>hargitai szegmens</i>	Becsült magasságvesztés: 58 m

Véleményem szerint a geomorfológia szempontjából viszonylag pontos becslés kulcsterülete a Kelemen–Görgényi–Hargita vulkáni vonulat, hiszen ennek a kiindulási felszínei – úgy a plató, mint a kitorésközpontok esetében – az orogén szerkezetekhez képest egyértelműen rekonstruálhatók. Az itteni értékek pedig alapul szolgálhatnak a domborzatpusztulás mennyiségi becslését illetően egy szélesebb, akár kárpáti összefüggésrendszerben is, természetesen figyelembe véve az olyan módosító tényezők szerepét is, mint a kőzettani felépítés és a helyi erózióbázisok – tektonika által befolyásolt – magasságbeli változásai.

IRODALMI HIVATKOZÁSOK

- [1.] 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**.
- [2.] FARKAS, A., 2009: Eróziós rátára vonatkozó becslések a KGH vulkáni hegyvonulat területén. *XI. Bányászati–Kohászati és Földtani Konferencia*, **2009**: 130–134. Máramarossziget.
- [3.] FARKAS, A., 2018: Estimări cantitative privind eroziunea fluvială pe platoul vulcanic al munților Călimani–Gurghiu–Harghita. *Conferința Națională de Geografie*, Gyulafehérvár.
- [4.] FARKAS, A., 2019: Trendfelület-szerkesztés és felszínrekonstrukció az Udvarhelyi-dombság területén. *Székhely-földi Geológus Találkozó*, Parajd.
- [5.] 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.
- [6.] ICHIM, I., 1986: Problema suprafețelor de eroziune (de nivelare) din Carpații Orientali. *Anuarul Muzeului de Științe Naturale Piatra Neamț*, **V**, 209–219, Piatra Neamț.
- [7.] 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*, **73/1-2**, 65–78.
- [8.] 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.

- [9.] KRÉZSEK, CS., FILIPESCU, S., 2005: Middle to late Miocene sequence stratigraphy of the Transylvanian Basin (Romania). *Tectonophysics*, **410/1-4**, 437–463.
- [10.] MERTEN, S., 2011: Thermo-tectonic evolution of a convergent orogen with low topographic build-up. *VU Research Portal*, Vrije Universiteit, Amsterdam.
- [11.] PANAIOTU, E. C., VASILIEV, I., PANAIOTU, G.C., KRIJGSMAN, W., LANGEREIS, G.C., 2007: Provenance analysis as a key to orogenic exhumation: a case study from the East Carpathians (Romania). *Terra Nova*, **19**: 120–126.
- [12.] PÉCSKAY, Z., EDELSTEIN, O., SEGHEI, 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.
- [13.] POSEA, G., 1997: Suprafețe și nivele de eroziune. *Revista de Geomorfologie*, **I**: 11–30. Bukarest.
- [14.] ROȘIAN, G., 2020: *Relieful din depresiunea Transilvaniei*, Presa Universitară Clujană, 501, Kolozsvár.
- [15.] SANDERS, C.A.E., ANDRIESEN, P.A.M., CLOETINGH, S.A.P.L., 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/B12**, 29095–29112.
- [16.] 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.
- [17.] SĂNDULESCU, M., 1984: *Geotectonica României*, Editura Technică, 336 pp., București.
- [18.] TILIȚĂ, M., MATENCO, L., DINU, C., IONESCU, L., CLOETINGH, S., 2013: Understanding the kinematic evolution and genesis of a back-arc continental “sag” basin: The Neogene evolution of the Transylvanian Basin. *Tectonophysics*, **602**, 237–258. Amsterdam.
- [19.] WANEK, F., 1994: Az Erdélyi-medence fejlődéstörténete. *Iskolakultúra*, **4/18**: 48–53., Szeged.