Természetföldrajzi kutatások Magyarországon a XXI. század elején

Tiszteletkötet Gábris Gyula Professzor Úr 70. születésnapjára

Szerkesztő: Horváth Erzsébet – Mari László





Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Kar Földrajz- és Földtudományi Intézet Természetföldrajzi Tanszék

TERMÉSZETFÖLDRAJZI KUTATÁSOK MAGYARORSZÁGON A XXI. SZÁZAD ELEJÉN

TISZTELETKÖTET GÁBRIS GYULA PROFESSZOR ÚR 70. SZÜLETÉSNAPJÁRA

SZERKESZTETTE

HORVÁTH ERZSÉBET MARI LÁSZLÓ

Budapest, 2012

© ELTE TTK Természetföldrajzi Tanszék, 2012 © Horváth Erzsébet, Mari László

ISBN 978-963-284-257-8

TARTALOM

Előszó (Karátson Dávid)
DEÁK GYÖRGY - PÉNTEK KÁLMÁN - MITRE ZOLTÁN - ZENTAI ZOLTÁN - KOZMA KATALIN - SAMU SZABOLCS – VERESS MÁRTON: Vályúkarrok morfológiája és kialakulása
HEVESI ATTILA: Az éghajlati és időjárási szélsőségek földrésze (Észak-Amerika jelenkori éghajlatának általános jellemzése)
HORVÁTH GERGELY - SZABÓ MÁRIA - CSÜLLÖG GÁBOR: A bányászati-ipari örökség terhei és hasznosítási lehetőségei Salgótarján térségében
KARÁTSON DÁVID - TELBISZ TAMÁS – WÖRNER, GERHARD: Újharmad- és negyedidőszaki rétegvulkánok eróziós rátái és eróziós mintázata a Középső-Andok Nyugati Kordilleráiban: SRTM DEM-analízis
KERTÉSZ ÁDÁM - JAKAB GERGELY - MADARÁSZ BALÁZS - TÓTH ADRIENN - SZALAI ZOLTÁN: Geotextíliák alkalmazása a talajpusztulás megfékezésére Magyarországon
KIS ÉVA - SCHWEITZER FERENC: Őskörnyezeti változások elemzése az Al-Duna mentén, a viatovói típusfeltárás lösz-paleotalaj üledékciklusai alapján
LÁSZLÓ PÉTER - KERN ZOLTÁN - NAGY BALÁZS: Késő pleisztocén gleccserek a Radnai- havasok nyugati felén
LÓCZY DÉNES – CZIGÁNY SZABOLCS – DEZSŐ JÓZSEF – GYENIZSE PÉTER – KOVÁCS JÁNOS – NAGYVÁRADI LÁSZLÓ – PIRKHOFFER ERVIN: Geomorfológiai feladatok a Pécs környéki bányaterületek helyreállításának tervezésében
LÓKI JÓZSEF – NÉGYESI GÁBOR – TÓTH CSABA – BURÓ BOTOND: A szélerózió kutatása a Debreceni Egyetemen
NOVOTHNY ÁGNES - FRECHEN, MANFRED - HORVÁTH ERZSÉBET - KRBETSCHEK, MATTHIAS - TSUKAMOTO SUMIKO: Magyarországi eolikus üledékek IRSL és radiofluoreszcens kormeg- határozása
SZABÓ SZILÁRD -VASS RÓBERT - SZABÓ JÓZSEF - SZABÓ GERGELY - POSTA JÓZSEF: A hul- lámtéri feltöltődés mennyiségi és minőségi vizsgálata a Beregi-síkon
VERESS MÁRTON - TÓTH GÁBOR - BENKÓ ZSOLT: Jégerózió hatása a magashegységi karszto- sodásra
ZBORAY NÓRA - SZALAI ZOLTÁN: Talajok szervesanyag-tartalmának mennyiségi meghatáro- zása (analitikai eljárások összehasonlító elemzése)

Előszó

Gábris Gyulát, az ELTE Természetföldrajzi Tanszékének professzorát 70. születésnapja alkalmából a hazai felsőoktatási intézmények természetföldrajzi tanszékei és az MTA Földrajztudományi Kutatóintézete rendhagyó kiadvánnyal köszöntik. Kiadványunk rendhagyó, mert célunk az volt, hogy első közlések jelenjenek meg benne, mégpedig olyképpen, hogy a jobbára külföldön, idegen nyelven megjelenő újabb hazai kutatási eredmények egy része frissiben, magyarul is hozzáférhető legyen. A főként angol nyelvű publikációk "visszafordításai" mellett – amelyek a kötet gerincét képezik – helyet kaphattak a válogatásban a közelmúltban magyarul megjelent vagy még megjelenés előtt álló munkák is. A tanulmányok reményeink szerint Gábris professzor úr és valamennyiünk számára hű keresztmetszetet adnak a hazai társtanszékek és az akadémiai kutatóintézet legújabb kutatási eredményeiből.

A kötet, illetve a mindenkinek hozzáférhető elektronikus anyag a természet- és környezetföldrajz igen tág témaköreiből ad ízelítőt. A dolgozatok térbeli kerete nemcsak Magyarországot, a Kárpátmedencét öleli fel, hanem távolabbi kontinenseket is. Dél-Amerika száraz területeit, a Középső-Andok tűzhányóinak lepusztulását vizsgálják morfometriai megközelítéssel Karátson Dávid és munkatársai (Eötvös Loránd Tudományegyetem, FFI). A másik Amerika, Észak-Amerika éghajlati és időjárási szélsőségeiről ad számot Hevesi Attila (Miskolci Tudományegyetem). Általában a magashegységek formakincséről, a vályúkarrok kialakulásáról valamint az eljegesedett területek karsztosodásáról szól két általános törvényszerűségeket vizsgáló tanulmány Deák György, illetve Veres Márton és munkatársainak tollából (Nyugat-Magyarországi Egyetem).

Négy tanulmány szemelvényez a Kárpát-medence természetföldrajzából. Terepi és térinformatikai módszerek segítségével a Radnai-havasok nyugati részének gleccsereit vizsgálják László Péter és munkatársai (ELTE és MTA Geokémiai Kutatóintézet). Az Al-Duna őskörnyezeti változásait követi nyomon Kis Éva és Schweitzer Ferenc (MTA Földrajztudományi Kutatóintézet) egy Rusze térségi löszpaleotalaj-sorozat elemzésével. Szélfútta, eolikus magyarországi képződményeket vesznek górcső alá Novothny Ágnes és munkatársai (ELTE és két német kutatóhely együttműködése) IRSL és radiofluoreszcens kormeghatározás alkalmazásával. Szintén az eolikus témakörben a szélerózió több évtizedes vizsgálatáról ír Lóki József és munkacsoportja (Debreceni Egyetem), akik a Debrecenben Kádár László által elindított, az elmúlt évtizedekben szélcsatorna segítségével folyó kutatás történetét vázolják fel.

Válogatásunkban öt környezetföldrajzi témájú kutatás kerül bemutatásra. Lóczy Dénes és munkatársai (Pécsi Tudományegyetem) a Pécs környéki bányaművelésről, a gödrök, hányók geomorfológiai vizsgálatáról és a tájsebek lehetséges felszámolásáról közölnek tanulmányt. Zboray Nóra és Szalai Zoltán (ELTE) a hazai talajok szervesanyag-tartalmának mennyiségi meghatározását tekintik át különböző mérési eljárások tükrében. Kertész Ádám és munkatársai (Földrajztudományi Kutatóintézet) a talajpusztulás megfékezését segítő geotextíliák alkalmazását mutatják be. Geodéziai, geoinformatikai és fémanalitikai módszerrel a Tisza hullámterének feliszapolódását vizsgálják a Beregi-síkon Szabó Szilárd és munkatársai (Debreceni Egyetem). Végül egy összetett környezet- és városföldrajzi kutatás – Horváth Gergely és munkatársainak (ELTE) tanulmánya – Salgótarján lehetséges jövőjével foglalkozik.

Szívből reméljük, hogy a tartalmukban, kérdésfeltevésükben és módszertanukat tekintve egyaránt sok újat hozó munkákat érdeklődéssel és haszonnal forgatja valamennyi olvasó, és különösen Gábris Gyula professzor – akinek a szerkesztők nevében ezúton is kívánok boldog születésnapot. Isten éltessen, Gyuszi!

Karátson Dávid tanszékvezető egyetemi docens, ELTE Természetföldrajzi Tanszék

Budapest, 2012. június 22.

Vályúkarrok morfológiája és kialakulása

DEÁK GYÖRGY – PÉNTEK KÁLMÁN – MITRE ZOLTÁN – ZENTAI ZOLTÁN – KOZMA KATALIN – SAMU SZABOLCS – VERESS MÁRTON*

NYME Természettudományi Kar, Földrajz és Környezettudományi Intézet, Természetföldrajzi Tanszék, 9700 Szombathely, Károlyi Gáspár tér 4. *vmarton@ttk.nyme.hu

Absztrakt

A tanulmány a leggyakoribb magashegységi karrformával, a vályúkarrokkal foglalkozik. Bemutatjuk a vályúkarrok morfológiáját, típusait, a növekedésük során előforduló karros folyamatokat és azok kialakulását. Így az A és B típusú vályúk létrejöttét, majd fejlődését, de elemezzük a B típusú vályúk több változatának a fejlődését is.

1. Bevezetés

E tanulmányban a vályúkarrok (barázdakarr, Rinnenkarren, runnel, channel) sajátosságait, típusait, kialakulását, fejlődését mutatjuk be.

A karrok kialakulhatnak áramló-, valamint szivárgó vizes környezetben végbemenő oldódással. Szivárgásos környezetű karrformák (hasadékkarrok és madáritatók) törések, réteglapok menténi oldódás során képződnek. Ez történhet csupasz, de talaj alatti kőzet felületeken is. Áramlásos eredetű karrformák (rovátkakarr, meanderkarr, vályúkarr, falikarr, saroknyomkarr) kizárólag csupasz közetfelszínen képződnek. Magashegységi karsztokon elsősorban a vályúkarrok és a hasadékkarrok dominálnak. Ugyanis az 1 m-re jutó leoldódásnak (az 1 m-re jutó karrforma össz-szélesség) 67 %-át (törpefenyőöv), ill. 54 %-át (növénytelen öv) teszik ki a vályúkarrok (VERESS 2006, 2009). Jelentőségük miatt számos (ECKERT 1898, WAGNER 1950, SWEETING 1955, HASERODT 1965, LOUIS 1965, BÖGLI 1976, JENNINGS 1985, GLADYSZ 1987, WHITE 1988) szerző foglalkozott a vályúkarrokkal.



kép: Egy réteglapos lejtő vályúrendszere és vályúi (a vályúk hasadékok és kürtők által mostanra részekre különültek, ill. a kürtők a B típusú mellékvályúkat egyes B típusú vályúkká alakították, Totes Gebirge) Jelmagyarázat: 1. réteglap, 2. rétegfej, 3. vályúrendszer, 4. vályúrendszer fővályúja, 5. vályúrendszer B típusú mellékvályúja, 6. kürtő által mellékvályúból egyes B típusúvá fejlődött vályú, 7. A típusú vályúk, 8. vályútalp kürtő, 9. vályúvég kürtő, 10. hasadék

A vályúkarrok párhuzamos, lejtésirányú, zárt (lefolyástalan) csatornák, amelyek kürtőkhöz, hasadékokhoz kapcsolódnak (1. kép). Az Alpokban mintegy 1600-2000 m-es magasságok között, főleg a 10°-60 ° közötti lejtőkön fordulnak elő. Méretük változatos: szélességük és mélységük néhány cm-től akár több m-ig változhat, míg hosszuk néhány dm-től akár 50 m-ig is terjedhet. Az uralkodó mélység és szélesség azonban néhány dm, míg a hosszúság néhány m-től terjedhet a mintegy 10-15 m-ig. Bár csupasz lejtőkön fordulnak elő, gyakran a lejtők növényfoltjainál, vagy növényfoltok területein van a kezdetük. A vályúkarrok vízágak alatt képződnek (BöGLI 1960, 1976, TRUDGILL 1985, VERESS 1995, FORD-WILLIAMS 1989, 2007). Tehát a lejtők azon részein fejlődnek ki, ahol a lepelvíz vízágakra különül, vagy már eleve vízágak jönnek létre. A vízágak időszakos képződmények.

2. A vályúkarrok morfológiája

A vályúk környezetének morfológiája jellegzetes és vályútípus specifikus. A határoló térszín jellegzetes karrformái a levélkarrok, a saroknyomkarrok és a madáritatók. E formák lehetnek vályúvégi, vagy vályúperemi helyzetűek. Előfordulhat azonban, hogy a fentebb felsorolt formák alkotják a vályúk kezdetét (2. *kép*). Ez esetben a vályúnak nincs vályúfője.



2. *kép:* Saroknyomkarrok mentén létrejött vályúkezdemény (Dachstein) Jelmagyarázat: 1. saroknyomos vályúszakasz, 2. vályú, 3. peremi saroknyomok, 4. vályúvégi saroknyomok

Jellegzetes és változatos a vályúk keresztmetszete. Leggyakoribb a V és az U keresztmetszet, de előfordulnak függőleges, sőt aláhajló falú vályúk is.

Többnyire a kisebb méretű vályúk morfológiája kevésbé változatos, egyszerűbb, míg a nagyobbaké változatosabb és összetettebb. A vályúk morfológiája övezetes (VERESS 2010): a vályúk formáinak helyzete és funkciója szerint elkülöníthetők vízutánpótló formák a vályúk felső szakaszán, áramló vízhez kapcsolódó formák a vályúk középső részén, és a vízelvezetéshez kapcsolódó formák a vályúk-nak főleg az alsó részén (*1. ábra*).

A vályúk felső- és középső részének szivárgásos eredetű formái a madáritatók (talpi madáritatók). A madáritatók meg is szakíthatják a vályúkat (medenceszerű madáritató), ilyenkor e formák a vályúk kiszélesedéseit képezik. Ezek ott fordulnak elő, ahol a vályúhoz több mellékvályú kapcsolódik, vagy ahol a vályútalpán talaj- és növényfoltok vannak. Létrejöhettek akkor is, ha egy madáritatónak kialakult egy tápláló és egy lecsapoló vályúja.

A vályúk középső részének áramlásos eredetű formái a medencék és a lépcsők. A medencék a vályútalpak irányába megnyúltak, többnyire a talpi lépcsők alatt helyezkednek el, aljzatuk üstökkel tagolt. (Az üstök éles peremű, néhány cm-es átmérőjű és mélységű bemélyedések (3. kép).



1. ábra: Egy vályú különböző részeinek morfológiája (VERESS 2010) Jelmagyarázat: a, b. a vályúnak a felső része, c, d. a vályúnak a középső része, e. a vályúnak az alsó része, 1. a felszínnek a dőlésiránya



3. kép: Vályú aljzat medencéi és lépcsői (Júliai Alpok) Jelmagyarázat: 1. lépcső, 2. medence, 3. üst, 4. törmelék

A lépcsők többnyire 1-2 cm-es magasságú, a vályúk irányára merőleges formák (*3. kép*). A vályút lépcsős vályúnak nevezik, ha a lépcsők sűrűségének és méretének a megnövekedése olyan mértékű, hogy a vályútalp lépcsőzöttsége a vályú morfológiáját tekintve uralkodó lesz.

A kürtők, a karr tanú- és szigethegyek (VERESS-NACSA 1998), a teraszok (VERESS 1993), a kagylók, valamint a vályútalp vízválasztók előfordulhatnak a vályúk középső, de alsó részén is (VERESS 2009, 2010). A vályúk kürtői háromfélék lehetnek. A vakkürtők (1) talajjal és növényzettel kitöltöttek. Ott alakulnak ki, ahol a vályúkat hasadékok keresztezik (1. kép). A kürtők második típusát (2) a lefejeződéses kürtők (karr víznyelők) képezik (4. kép). Ekkor a vályú vízágának a vize a karr víznyelőkön keresztül kerül a vályútalpak alatti karrbarlangba. A vályúvég kürtő (3) a vályúk alsó elvégződésénél helyezkedik el. Pereme nem a vályútalppal, hanem a vályúperemmel esik egybe.



4. kép: Vályútalp víznyelője (Totes Gebirge)

Jelmagyarázat: 1. II. típusú vályú, 2. karr víznyelő (vályútalp kürtő), 3. átmenő karrbarlang, 4. felnyílásos vályúrész

A vályútalpak kisebb nagyobb magaslatokká formálódhatnak akkor, ha szélesebb vályútalpakon kisebb belső vályúk alakulnak ki és ezek egyike a másikhoz kapcsolódik (*5. kép*). Ezek őrizhetik a vályútalp eredeti magasságát (vályútalp karr tanúhegy), vagy nem (vályútalp karr szigethegy). A nagyobb méretű vályútalpakon egymás felett sík aljzatrészek sorakozhatnak. Ezek a vályútalp teraszok. Akkor képződnek, ha az idősebb vályú talpát az ott létrejövő belső vályú oldódással felemészti, majd ez utóbbi vályútalpa is felemésztődik egy újabb belső vályú kialakulása és szélesedése során. A kagylók néhány cm-es bemélyedések a vályútalpakon, vagy a vályú oldalakon. Többnyire csoportos előfordulásúak. Ilyenkor a kifejlődésük folytonos. A vályútalp vízválasztó a vályútalp keskeny 1-2 cm-es magasságú gerince, amely merőleges a vályú irányára. Vályúk összekapcsolódásánál jönnek létre.



5. kép: Talpi karros sziget- és tanúhegy (Totes Gebirge)
Jelmagyarázat: 1. I. típusú vályú, 2. III. típusú vályú, 3. talpi tanúhegy, 4. talpi szigethegy, 5. kezdeti állefejeződés, 6. állefejeződés



6. kép: Túlfolyási vályú (Totes Gebirge)Jelmagyarázat: 1. madáritató, 2. I. típusú vályú, 3. felnyílott vályúrész, 4. karrbarlang mennyezetmaradványa

3. Vályútípusok

A túlfolyási vályúk kezdete valamilyen lokális vízutánpótlási helynél (pl. madáritató, *6. kép*) van. E vályútípus vályúinak különös tulajdonsága, hogy lejtésirányba gyakran kiékelődnek, bár elfordulnak e típus vályúi között olyanok is, amelyek más vályúkba becsatlakoznak (2. *ábra*). A kiékelődő túlfolyási vályúk többnyire mindössze néhány m-es hosszúságúak.

A kerekkarrok vályúi közti hátak lekerekítettek (7. kép). Létezik olyan felfogás, amely szerint a hátak lekerekítődése a kerekkarrok talaj alatti kialakulását bizonyítja (BöGLI 1976, JENNINGS 1985). Valószínűbb azonban, hogy a rinnenkarrok a kialakulásukat követően talajjal fedődtek el és a sík vályúközi hátak ekkor kerekítődtek le talaj alatti oldódással (HASERODT 1965, LOUIS 1968, VERESS 2007, 2010).



7. kép: Félig exhumált kerekkarr (Totes Gebirge)

A "Hohlkarren" aláhajló falú vályúkarr (BöGLI 1976). E vályúk, miután részben, vagy teljesen kitöltődtek a talajalatti oldódás során aláhajló falúvá formálódtak. Oldalfalaikon kisméretű, lokális, talajalatti formák (zsebek, fülek, stb.) fordulnak elő (SZUNYOGH 1999).

VERESS (1995, 2009, 2010) elkülönít egyszerű és összetett vályút. Az előzőek I, II, III típusúak lehetnek. Az I. típusú vályúk szélessége és mélysége több dm, a III. típusú vályúké néhány cm, a II. típusú vályú méretei az I és III. típusú vályúk fentebb említett méretei közé esnek. Az összetett vályúk egyszeresen összetettek, ha az I. típusú vályú is előfordul. Leggyakrabban a vályúk egyszeresen összetett vályúk sályú is előfordul. Leggyakrabban a vályúk egyszeresen összetett vályúk ha fejlődött ki. Elsősorban a többszörösen összetett vályúkban fejlődnek ki a vályútalp teraszok.

A vályúkhoz meanderkarrok kapcsolódhatnak (2. *ábra*). Leggyakrabban a nagy vályúrendszerek, I. típusú fővályúinak alsó részén fejlődnek ki talpi meanderek. A talpi meanderek roncsmeanderek, amelyek karrmeanderek egyik változatát (VERESS-TÓTH 2004, VERESS 2010) képezik. A talpi meanderek II, vagy III. típusúak. Gyakori, hogy a vályú alsó részéhez karrmeander kapcsolódik. Ez esetben a két karrforma mérete hasonló. Ritkábban, de előfordul ennek fordítottja is. Ekkor a meanderkarrhoz kapcsolódik vályú.

Komplex eredetű a felnyílásos vályú. E vályúváltozat akkor jön létre, ha a vályútalp alatt a karr víznyelő folytatásában karrvályú barlang alakul ki (VERESS 1995, 2007). A két forma közti mennyezet fentről lefelé (vályútalp), illetve lentről felfelé (karrvályú mennyezete) oldódással kivékonyodik, majd beomlik. Az így létrejött felnyílásos vályú felső része függőleges, vagy ahhoz közelítő meredekségű (az egykori vályú oldala), míg alsó része túlhajló (az egykori barlang oldala). E vályútípus vályúinak oldalán gyakoriak a mennyezetmaradványok (8. *kép*).



2. ábra: Egy nagyméretű, kis dőlésű lejtő vályúi (VERESS 2010)

Jelmagyarázat: 1.egyszerű A típusú vályú, 2. egyszerű B típusú vályú, 3. összetett A típusú vályú, 4. összetett B típusú vályú, 5. egyszerű meanderkarr, 6. egyszerű B típusú meanderkarr, 7. összetett meanderkarr, 8. vályútalp kürtő, 9. vályúvég kürtő, 10. madáritató, 11. hasadékkarr, 12. saroknyomkarr, 13. vályútalp vízválasztó, 14. lépcső a vályútalpon, 15. antiregressziós vályú, 16. karros tanúhegy, 17. kueszta homloka, 18. hasadékfal, 19. akna, 20. vízgyűjtő határa, 21. dőlésirány

A vályúk vízgyűjtőjük nagysága, alakjuk szerint A és B típusúak lehetnek (VERESS et al. 2009, VERESS 2010). Az A típusúak kisméretűek (II, III. típusúak), V keresztmetszetűek és kis vízgyűjtőjűek. A B típusúak nagy méretűek (I-, esetleg II. típusúak), U alakúak és nagy vízgyűjtőjűek. Mindkét vályútípusnak több változata különíthető el. Így az A típusú vályúk változatai az alábbiak (KOZMA-MITRE 2012):

- Az A1 változat vályúi a lejtő teljes hosszában kifejlődött kicsi szélességű és mélységű csatornák.
- Az A2 változat vályúi a B típusú vályúk mellékvályúi.
- Az A₃ változatú vályúk saroknyomkarrokhoz kapcsolódó karrformák.



8. kép: Felnyílásos vályú (Totes Gebirge) Jelmagyarázat: 1.egykori vályú oldala, 2. mennyezet maradvány, 3. egykori karrbarlang, 4. kettős profilú (vályúból és karrbarlangból kialakult) vályú, 5. egyes profilú vályú

Az A₁ változatú vályúk nagyobb (mintegy 30° feletti) lejtőkön a jellemzőbbek, míg az A₂ és A₃ változatú vályúk a 30° alatti dőlésű lejtőkön. Ez utóbbiak, ha még nem mellékvályúk, fejlődésük során valószínűleg azok lesznek.

A B típusú vályúknak két változata különböztethető meg: az egy ágas vályúk, valamint a vályúrendszerek. A kisebb dőlésű lejtőkön (kb. 25°-30° alatt) bár egy ágas B típusú vályúk is előfordulnak, jellegzetesek a vályúrendszerek. A vályúrendszereket fő- és mellékvályúk építik fel. A mellékvályúk egyaránt lehetnek A és B típusúak. E rendszereket Horton-típusú csatornaként is említik (FORD-WILLIAMS 2007), amelyek fővályúit összetett runneleknek nevezik, ha azok különböző karrformákkal tagoltak (GLADYSZ 1987).

4. A vályúk karr folyamatai

Vályújelenségek a vályúhátrálás, a vályúfelnyílás, a vályúszélesedés, vízág sodorvonalának kilendülése és a bifurkáció.

A vályúk hosszabbodnak, miután a vályúfők a lejtő felső vége irányába eltolódnak, hátrálnak. Ezek a regressziósan fejlődő (hosszabbodó) vályúk. A madáritatók túlfolyási vályúi azonban lejtésirányban hosszabbodnak, tehát antiregressziósan fejlődnek. A hátrálás során vályúvégek kapcsolódhatnak össze. Ennek során állefejeződés, vagy igazi lefejeződés is történhet. Állefejeződéskor az egyik vályú eléri a másikat, de utóbbi talpának a lejtésviszonyai nem módosulnak (*5. kép*), míg igazi lefejeződés bekövet-kezténél igen (*3. ábra*). Mind az állefejeződések, mind az igazi lefejeződések során karros tanú- és szigethegyek képződhetnek.



3. ábra: Vályúlefejeződés regresszió során (VERESS 2010)

Jelmagyarázat: a lefejeződés vályúvég és vályúperem érintkezésével (a), vályúkeresztezéssel (b), vályúvégek érintkezésével (c), 1. vályúperem, 2. vályútalp lejtésének iránya, 3. lépcső, 4. jelenlegi vályútalp vízválasztó, 5. hajdani vályútalp vízválasztó, 6. hajdani vályúperem, 7. obszekvens vályúrészlet

Említettük a belső vályúk szélesedése során karrteraszok képződhetnek.

A karrvíznyelő helyek hátrálnak a vályútalpakon. A folyamat során kürtősor alakul ki.

A vízág sodorvonalának a kilendülése eredményeként a vályúk közti válaszfalak átoldódhatnak. Emiatt az egyik vályúból a szomszédjába helyeződik át a vízág. Ezáltal a szomszédos vályú fejlődése felerősödik, míg a vízágát vesztett vályúszakaszé lelassul.

A bifurkáció során a vízág kettéágazik. Ennek következményeként lejtésirányba szétágazó vályúk jönnek létre.

5. A vályúk kialakulása és fejlődése

Az A típusú vályúk csak részben fejlődnek vízág alatt. Növekedésük hókitöltésük olvadékvize által történik. Ugyanis vízgyűjtőjük kicsi, vagy nincs is. Így vízág valószínűleg csak fejlődésük kezdetén jöhet bennük létre, amikor még szélességük az 1-2 cm-t sem haladja meg. A B típusú vályúk kialakulása vízáguk alatt játszódik le, miután elég nagy vízgyűjtővel rendelkeznek a megfelelő hozamú vízág létrejöttéhez (VERESS 2010, 4. *ábra*).

A különböző környezetű vályúk fejlődését és jellemzőit az I. táblázatban mutatjuk be. A törpefenyőfoltos lejtők vályúiról, illetve a kisdőlésű lejtők vályúrendszereiről vannak méréseink. Ezért ezen lejtők vályúinak fejlődését részletezzük.

Ι.	táblázat:	Vályútípusok	és fejlődésük
		~ 1	

Vályú típusa	Hordozó lejtő szöge	Növény borított- ság a lejtőn	Fajlagos vízgyűjtő mérete	Vályú alak és kereszt- metszet	Kialakulása	megjegyzés
A ₁ vályú változat	30°-nál nagyobb	csupasz	Kicsi vagy nincs	V, kicsi	Szivárgó hólé	Ha a vízgyűjtő mérete nő, a keresztmetszet nő
A ₂ vályú változat	30°-nál kisebb	csupasz	Kicsi	V, kicsi	Szivárgó hólé	Ha a vízgyűjtő mérete nő, a keresztmetszet nő
A₃ vályú változat	30°-nál kisebb	csupasz	Kicsi	V, kicsi	Szivárgó hólé	Mérete nő, ha a víz utánpótló formák mérete nő
B típusú egyes vályú	30° alatti lejtőn	csupasz	Nagy	U, közepes	Folytonos turbu- lens áramlás	
B típusú egyes vályú	30°feletti lejtőn	csupasz	Kicsi	U, közepes	Folytonos turbu- lens áramlás	Ha a vízgyűjtő mérete nő
B típusú egyes vályú	Bármilyen lejtőszög- nél	Törpefe- nyőfolt	Bármilyen	U, közepes	CO2 utánpótlás a növényzetről, folytonos áramlás	Ha a lejtőszög és a törpefenyő- folt nő mérete nő
Vályúrendszer	30°alatti lejtőszög	Csupasz	Nagy	U, nagy (fővályú)	Folytonos örvény- lés	A fővályún kisebb kiszéle- sedések
					Lokális örvénylés (mellélkvályúknál)	A fővályún kiszélesedések
B típusú egyes vályú, vagy vályúrendszer	Bármilyen lejtőszög- nél	Csupasz, vagy növény- foltos, a vályúkban növény- és talajfol- tok	bármek- kora	U, aláhajló falaj, kürtők, medencék	Lokális vízág, lokális örvénylés- sel, szivárgó hólé és talaj alatti vízszivárgás és talaj alatti oldódás	

Fajlagos vízgyűjtő: <u>vízgyűjtő</u> vályúhossz



4. ábra: Vályúfejlődés csupasz, kis dőlésű lejtőkön (VERESS et al. 2009)

Jelmagyarázat: 1. vízág, 2. vízág szintjei, 3. V alakú vályú vízhozama különböző időpontokban, 4. U alakú vályú vízhozama különböző időpontokban, 5. hó, 6. hólé, 7. oldódás, 8. olvadékvíz szivárgása, I. szivárgásos vályúfejlődés, II. vízágas fejlődés a vályú szélesség növekedése nélkül, II. vízágas fejlődés a vályú szélesség növekedése nélkül, II.



5. ábra: Fajlagos vályúkeresztmetszet különböző dőlésű lejtőkön a távolság függvényében (VERESS et al. 2007) Jelmagyarázat: 1. 16°-20°-os lejtőosztály lejtőinek adatpontjai, 2. 31°-35°-os lejtőosztály lejtőinek adatpontjai, 3. 36°-40°-os lejtőosztály lejtőinek adatpontjai, 4. 41°- 45°-os lejtőosztály lejtőinek adatpontjai, 5. a 16°-20°-os lejtőosztályba tartozó lejtők T - d függvényének grafikonja, 6. a 31°-35°-os lejtőosztályba tartozó lejtők T - d függvényének grafikonja, 7. a 36°-40° -os lejtőosztályba tartozó lejtők T - d függvényének grafikonja, 8. a 41°-45°-os lejtőosztályba tartozó lejtők T - d függvényének grafikonja

Törpefenyős lejtőkön a vályúk fajlagos vályúkeresztmetszet területe (az összegzett vályúkeresztmetszet és a szelvényhossz hányadosa) nő a törpefenyőfolttól távolodva (VERESS 2011). Ezek az értékek nőnek a vályúkat hordozó lejtő törpefenyőfolt szélességének és a lejtőszög növekedésének a függvényében is (VERESS et al. 2007, *5*, *6*. *ábra*). A vályúkban az oldódáshoz hozzájárul a törpefenyőfolt is, miután a hó alatti törpefenyő disszimilációja során CO₂ keletkezik, amely a hóba, majd onnan az olvadékvízbe kerül (VERESS 2010). A több (szélesebb) törpefenyő több CO₂-t termel, amely miatt nő az oldódás mértéke. A lejtőszög növekedése miatt valószínűleg azért nő az oldódás mértéke, mert a víz CO₂-ja a vályúkban távolabb is elszállítódhat, mielőtt kilépne a légkörbe. Másrészt a nagyobb áramlási sebesség növeli a vízág örvénylését.



6. ábra: Fajlagos vályú keresztmetszet különböző dőlésű lejtőkön a törpefenyőfolt szélességének a függvényében (VERESS et al. 2007)

Jelmagyarázat: 1. 16°-20°-os lejtőosztály lejtőinek adatpontjai, 2. 31°-35°-os lejtőosztály lejtőinek adatpontjai, 3. 36°-40°-os lejtőosztály lejtőinek adatpontjai, 4. 41°-45°-os lejtőosztály lejtőinek adatpontjai, 5. a 16°-20°-os lejtőosztályba tartozó lejtők T - s függvényének grafikonja, 6. a 31°-35°-os lejtőosztályba tartozó lejtők t - s függvényének grafikonja, 7. a 36°-40°-os lejtőosztályba tartozó lejtők T - s függvényének grafikonja, 8. a 41°-45°-os lejtőosztályba tartozó lejtők T - s függvényének grafikonja

Kis dőlésű lejtő vályúrendszereit vizsgálva (több vályúrendszert térképeztünk, illetve mértük a főés mellékvályúk szélességét, mélységét 1 dm-ként, valamint felmértük a vályúk vízgyűjtőjét is), megállapítható, hogy a fővályúkon ott vannak kiszélesedések, ahol mellékvályú becsatlakozások vannak. Ezzel szemben a mellékvályú nélküli vályúkon nincs kiszélesedés, ill. ha egy vagy két mellékvályú van, akkor csak egy, vagy két kiszélesedés fordul elő a fővályún. A kiszélesedések azért jönnek létre, mert a mellékvályú vízága a fővályú vízágában örvénylést okoz. Az örvénylési szakaszon nő az oldódás mértéke.

Laboratóriumban felépítettünk egy modell vályúrendszert, amelynek a fő- és mellékágában vizet áramoltattunk. A becsatlakozási helyeknél örvénylés lépett fel. Az örvénylő szakaszok hosszát a kísérletek szerint a hordozó lejtő dőlése, a fő- és mellékvályúk csatlakozási szöge, a mellékvályú vízhozama (tehát vízgyűjtője) határozza meg. Így kisebb lejtőszög és kisebb becsatlakozási szög esetén nő az örvényes szakasz hossza. Ezáltal a kiszélesedő vályú hossza is.



A vályúrendszerek fővályúinak kiszélesedési mintázata két csoportba sorolhatók: a fővályún néhány nagy kiszélesedés (7. *ábra*), vagy sok kicsi kiszélesedés (8. *ábra*) fordul elő. Előzőeket nevezzük kis maximum gyakoriságú, utóbbiakat nagy maximum gyakoriságú vályúknak. Előző esetben a vályúrendszerek mellékvályúinak száma kicsi és azok nem egyenletesebben oszlanak el, míg utóbbi esetben a mellékágak száma nagy és azok egyenletesebben oszlanak el. Valószínű, hogy a nagy maximum gyakoriságú fővályúkon az örvénylés közel folytonos, míg a kis maximum gyakoriságú vályúkon nem. Mindez arra vezethető vissza, hogy a kis maximum gyakoriságú vályúkon a kicsi mellékvályú sűrűség esetében a mellékvályúk vízgyűjtője nagy, míg nagy vályúsűrűségnél kicsi. Nagy vízgyűjtőjű és nem egyenletesen eloszló mellékvályúk esetén a fővályú vízágán csak néhány helyen, de ott erőteljes, kiterjedt örvénylés mehet végbe részben a mellékvályúk nagy vízhozama miatt, részben azért, mert a fővályúknak csak néhány olyan szakaszán okoznak örvénylést, ahol csoportosulásuk miatt a hatásuk öszszegződik. A nagy maximum gyakoriságú fővályúkon viszont az örvénylési szakaszok kiterjedtebbek, esetleg egybefüggőek (folytonosak).

6. Következtetés

A B típusú vályúk alakját (morfológiáját) az örvénylés mintázata alakítja. Lokálisan örvénylő vízágak esetén a vályúkon lokális kiszélesedések jönnek létre. Minél folytonosabb az örvénylés, a fővályú annál kevésbé különül, szélesebb és kevésbé szélesebb szakaszokra. A vályú kiszélesedés mintázatát (az örvényesség hosszát) számos tényező (lejtőszög, becsatlakozási szög, mellékvályú vízgyűjtőjének mérete) alakítja.

Az örvénylési modell kiterjeszthető a különböző lejtőszögű B típusú vályúkra is. Minél folytonosabb az örvénylés a vályú annál homogénebb szélességű, minél intenzívebb annál szélesebb lesz. Ezért az egyes B típusú vályúk méretét a lejtőszög, a vízgyűjtő mérete, valamint a lejtő növényfoltjának jellege és mérete alakítják.

Készült a TÁMOP 4.2.1/B-09/1/KONV-2010-0006 pályázat támogatásával.

Irodalom

Bögli, A. 1960. Kalklösung und Karrenbildung - Zeit. f. Geomorph. N. E. Supl. 2. pp. 4-21.

- Bögli, A. 1976. Die Wichtigsten Karrenformen der Kalkalpen In: Karst Processes and Relevants Landforms. ISU Comission on Karst Denudation, Ljubljana pp. 141-149.
- Eckert, M. 1898. Die Karren oder Schratten Pet. Mitteilangen, pp. 69-71.
- Gladysz, K. 1987. Karren on the Quatsino Limestone. Vancouver Island BSc thesis, McMaster University
- Ford, D. C., Williams, P. W. 1989. Karst Geomorphology and Hydrology Unwin Hyman, London 601 p.
- Ford, D. C., Williams, P. W. 2007. Karst Hydrogeology and Geomorphology John Wiley & Sons, Ltd 562 p.
- Haserodt, K. 1965, Untersuchungen zur Hohen und Altersgliederung der Karstformen in den nördlichen Kalkalpen Munchner Geogr. H. 27.
- Jennings, J. N. 1985. Karst Geomorphology Basil Blackwell, New York 293 p.
- Kozma K., Mitre Z. 2012. Variations of he 'A'-type channels in Totes Gebirge Zeits. f. Geomorph. Supplement (megj. alatt)
- Louis, H. 1965. (1968) Allgemeine Geomorphologie Berlin
- Sweeting, M. M. 1955. Landforms in North-West Country Clare, Ireland Trans. Inst. Br. Geog. 21. pp. 218-249.
- Szunyogh G. 1999. A talajelborítás hatása a karros formakincs fejlődésére Karsztfejlődés III. pp. 31-42. BDTF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely
- Trudgill, S. T. 1985. Limestone geomorphology Longman, New York 196. p.
- Veress M. 1993. Egy totes gebirgei nagy karrvályú kioldódástörténet vázlata Karszt és Barlang I-II. pp. 21-28.

Veress M. 1995. Karros folyamatok és formák rendszerezése Totes Gebirge-i példák alapján – Karsztfejlődés I. (Totes Gebirge karrjai), Pauz Kiadó, Szombathely, pp. 7-30.

Veress M. 2006. Hozzászólás Bauer Norbert: "A növényzet egy újabb lehetséges hatása a magashegységi karros térszínek fejlődésére" című tanulmányához – Karszt és Barlang, pp. 49-52.

Veress M. 2007. A magashegységi karrosodás – BDF, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, 142 p.

- Veress M. 2009. Rinnenkarren In: Gines, A.-Knez, M.-Slabe, T.-Dreybrodt, W. (szerk.): Karst Rock Features, Karren Sculpturing p. 151-159. Postojna-Ljubljana 561 p.
- Veress M. 2010. Karst Environments, Karren Formation in High Mountains Springer, Dordrecht Heidelberg London New York 230 p.
- Veress M., Nacsa T. 1998. Karr tanú- és szigethegyek Karsztfejlődés II. BDTF, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, pp. 99-123.
- Veress M., Tóth G. 2004. Types of meandering karren Zeits. f. Geomorph. 48(1) pp. 53-77.
- Veress M., Péntek K., Czöpek I., Zentai Z., Deák Gy., Mitre Z. 2007. Adatok a Totes Gebirgei lejtők karrosodásához – Karsztfejlődés XII. BDF, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, pp. 137-152.
- Veress M., Zentai Z., Péntek K., Eőry M., Mitre Z. 2009. Vályúfejlődés csupasz lejtőkön Karsztfejlődés XIV, NYME TTMK, Szombathely, pp. 139-159.
- Veress M. 2011. Három különböző környezetű lejtő karrosodása (Totes Gebirge) NYME, TTK, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, pp. 51-70.
- Veress M., Kalmár S. 2012. Researches and research methods of biotic and abiotic environments Institute of Geology and Environmental Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of West Hungary, Szombathely, Hungary TÁMOP-4.2.1/B-09/1/KONV-2010-0006 "Szellemi, szervezeti és K+F Infrastruktúra fejlesztés a Nyugat-magyarországi Egyetemen", Sopron, 2012. március

Wagner, G. 1950. Rund um Hochifen Gottesackergebiet - Öhringen pp. 72-80.

White, B. W. 1988. Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains - Oxford University Press, New York 464 p.

Az éghajlati és időjárási szélsőségek földrésze (Észak-Amerika jelenkori éghajlatának általános jellemzése¹)

HEVESI ATTILA

Miskolci egyetem, Természetföldrajz–Környezettan Tanszék ecoheves@uni-miskolc.hu

Nagy É-D-i kiterjedése következtében Észak-Amerika éghajlatának kialakításában a hideg és a forró övezet légtömegei egyaránt döntő szerepet játszanak. Mivel fő hegységvonulatai — Eurázsiával ellentétben — a hosszúsági körökkel párhuzamosan futnak, a földrész É és D felé nyitott. Fölötte a sarkvidék fagyos és a Mexikói-öböl forró levegője egymással minden évszakban szabadon érintkezhet. Az óceánok kiegyenlítő hatásának érvényesülését viszont a földrész Ny-i és K-i partjai mentén egy-egy tekintélyes hegységvidék, a Kordillerák, ill. az Appalache akadályozza. Bár Észak-Amerika java a Ny-i szelek övében fekszik, a Csendes-óceán mérséklő hatása általában nem terjed túl a Kordillerák Ny-i hegységláncolatán. A lényegesen alacsonyabb, rövidebb és keskenyebb Appalache az Atlanti-óceán hatását kevésbé gátolja. Ezért az atlanti légtömegek még a Mississippitől Ny-ra is jelentékeny éghajlati időjárási tényezők.

Észak-Amerika É-D-i nyitottsága, erős Ny-i és jelentős K-i zártsága éghajlatában *nagy szélsősége ket, szeszélyes időjárást,* gyakori, *viharos erejű ciklonvonulást* (örvényviharok: hurrikánok, tornádók) okoz. A Kordillerák és az Appalache között többszörösen igaz, hogy az évi középhőmérséklet alapján egyetlen terület éghajlatáról sem lehet valós képet alkotni. A legmelegebb és a leghidegebb hónapok középhőmérséklete lényegesen többet mond. Az évi középhőmérséklet-ingadozás D-ről É felé nő, és mindinkább a szárazföldi éghajlat szélsőségeit mutatja:

	É-i sz.	januári középhő- mérséklet	júliusi középhő- mérséklet	évi közepes hőmérsék- let-ingadozás
Montreal	46 °	-10,9 °C	+20,5 °C	31,4 °C
Bismarck (É-Dakota)	47°	-14,1 °C	+21,2 °C	35,3 °C
Winnipeg	50°	-21,7 °C	+18,7 °C	40,4 °C
York Factory (Manitoba)	57°	-27,2 °C	+14,8 °C	42,0 °C
Dawson (Yukon)	64°	-31,2 °C	+15,7 °C	46,9 °C

Ezekkel szemben az európai viszonylatban kiegyensúlyozatlan éghajlatú Budapest évi közepes hőingadozása csak 22,7°C. Észak-Amerika néhány vidékén a *havi középhőmérséklet* is rendkívül szélsőséges értékű. Dawsonban (É-i sz. 64°10', Kanada, ÉNy-i Terület) januárban mértek már 55°C-os hideget, júliusban 35°C-os hőség is előfordult; teljes (abszolút) hőingadozása tehát 90°C! Az Athabaskatóba ömlő Peace (Béke)-folyó mentén, Fort Vermillonban (É-i sz. 58°24', Kanada, Alberta) az eddig mért legnagyobb hideg - 60 °C, a legnagyobb meleg +37 °C; a teljes hőingadozás 97 °C!

A sarkvidéki és a forró légtömegek akadálytalan és gyors É-D-i áramlása miatt a hőmérséklet alakulása minden évszakban kiszámíthatatlan. Fort Vermillonban az említett + 37 °C-os érték mellett júniusban -7 °C, Dawsonban (É-i sz. 64°) +35 °C és -2 °C is előfordult. St. Louisban (É-i sz. 46°) januárban mértek már -23 és +22 °C-ot is; e hónap teljes hőingadozása 55 °C! Gyakran az azonos hónapok középhőmérsékletei is élesen elütnek egymástól. Az É-i sarkkör közelében (É-i sz. 66°14'), a

¹ Részlet a szerző aligha megjelenő "Észak-Amerika természetföldrajza" c. munkájából.

Mackenzie menti Fort Good Hope (É-i sz. 66°, Kanada, Yukon Ter.) februári átlaghőmérséklete 1920ban -17, 1925-ben -36 °C volt.

Az É-i nyitottság következtében a dél-floridai Key West időjárásjelző állomásán kívül – Hawaii-tól eltekintve – mindenütt mértek már fagypont alatti hőmérsékletet az Egyesült Államokban! A 30. szélességi foktól D-re, a texasi San Antonioban és Galvestonban (É-i sz. 29°25', ill. 29°18'), ahol a januári középhőmérséklet +12 °C, előfordult 14, ill. 26°C-os hideg! Az alabamai Montgomeryben (É-i sz. 32°23') januárban -26,6°C-ot is mértek már.

A fölsorolt, gyakran súlyos gyümölcskárokat okozó hőmérsékletcsökkenéseket É felől betörő fagyos "northern"-ek (É-i szelek, blizzardok) okozzák. Hatásuk hirtelen! A texasi Houstonban (É-i sz. 30°) megtörtént, hogy a 23°C-os éjszakai meleget reggel 9 órára - 5°C-os hideg követte, tehát a hőmérséklet 28 °C-ot esett. 1875. január 15-én Denverben 5 perc alatt 20°C-kal, 1890 februárjában Magginisben (Manitoba) egy óra alatt 38,3°C-kal csökkent a hőmérséklet. 1916. április 23-ról 24-re virradóan a montanai Browningban +6,7°C-ról -49°C-ra, tehát 55,7°C-ot zuhant!

A Mexikói-öböl partvidékén évente 3-4 *hideghullámra* lehet számítani. Hatásuk legföljebb néhány napig tart, de 1831 telén a Mississippi alsó folyása is befagyott, és egyik ágán New Orleans-nél korcsolyázni lehetett! Kivételesen hideg teleken a floridai Tampa-öböl és Okeechobee-tó vizén is vékony jégkéreg képződik!

Az időjárás szeszélyességére jellemző, hogy a "northern"eket gyakran É-ra törő *meleghullámok* előzik meg. Ezek ugyancsak gyors hőmérséklet-változásokat okoznak. Az arizonai Florence-ben például 12 óra alatt 36 fokot emelkedett, a dél-dakotai Spearfish-ben 1943. január 22-én 2 perc alatt -20°Cról +7,2°C-ra ugrott a hőmérséklet. Tél végén, kora tavasszal hirtelen megolvasztják a hótakarót; a Mississippi vízrendszerén veszélyes áradások vonulnak végig. A meleghullámok nyomában a légnyomás erősen csökken; ez viszont "northern"-betörések lehetőségét teremti meg.

Részben a D-i nyitottság következménye, hogy nyáron a 0°-os hőegyenvonal (izoterma) a sarki szigetvilág É-i részére "vonul vissza", a +20°-os júliusi az Öt-tó középső vidékét keresztezi (1. *ábra*). Míg januárban a földrész É-i és D-i partvidékén áthaladó, azonos hőmérsékletet jelző vonalak értékének különbsége több, mint 50, júliusban mindössze 25°C (1-2. *ábra*), vagyis a hideg és a forró övezet hőmérsékletkülönbsége felére csökken. A Mexikói-öbölből É felé tartó meleg, párás légtömegek fülledt, bágyasztó meleget okoznak; Chicago (É-i sz. 41°53') júliusi középhőmérsékletét 23,5, Montrealét (É-i sz. 45°31') 20,5°C-ra emelik; New Yorkban (É-i sz. 40°43') gyakran hetekig tart a 30-35°C-os hőség, sőt a Yukon mentén is lehetnek 35-38°C-os hőségnapok.

A földrész Ny-K-i zártsága miatt az óceánok és a tengeráramlások (3. ábra) korántsem olyan lényeges éghajlati tényezők, mint Európában. A Csendes-óceánon K felől átkelő Kuro shiomelegáramlás a 43. szélességi fok környékén éri el a Ny-i partvidéket. É-ra forduló ága a partvonalat követve, Portland-től az Aleut-szigetekig 2-4°C hőtöbbletet (pozitív anomália) hoz. A tenger itt általában nem fagy be. Hűvös nyarakat, enyhe teleket okozva 8-12 fokra csökkenti az évi közepes hőingadozást (Victoria (Kanada, É-i sz. 48°30') januári átlaghőmérséklete +3,3, a júliusi +15,5°C), és minden évszakban bő csapadékot biztosít (évi 2000-2500 mm). Ellentmondásnak tűnik, de a Kuro shiomelegáramlás felől a Ny-i szelek hajtotta páradús légtömegeknek "köszönhető", hogy a Szt. Éliáshegység (6050 m) jégárai elérik a tengert. A bőséges havazások következtében a hegység DNy-i oldalán a hóhatár 400 m-ig ereszkedik, s a hatalmas gleccserek a hóhatár alá lenyúlva a Glacier (Jégár)öbölbe borjadznak (É-i sz. 47 és 48°-a között az É-i félteke egyetlen olyan hegysége, amely termetes jégárakat táplál.

A Kuro shio D-re forduló ága fölszálló fenékvizekkel keveredik, és, mint *Kaliforniai-hidegáramlás*, a DNy-i partvidéket hűti. Hatása elsősorban nyáron érvényesül. A szicíliai Palermóval azonos szélességi körön (É-i sz. 38°) fekvő San Francisco júliusi középhőmérséklete mindössze 15,2°C; a hűvös, szeles időjárás miatt a városban gyakorta nyáron is átmeneti kabátban járnak. Az óceán felől érkező enyhe, páradús légtömegek az áramlás fölött lehűlnek, vízgőztartalmuk kicsapódik, és a partokra szinte állandóan 50-100 m vastag ködpárnát hajtanak. A nevezetes észak-kaliforniai "fog" (köd) nyaranként többnyire betakarja a San Francisco-öböl Arany-kapuját (Golden Gate). Az így lehűlt légtömegekből a szárazföldre évente csak 500-700 mm hulló csapadék jut.

Az Atlanti-óceán áramlásainak hatása nagyobb területeket érint. Grönland K-i oldalán a *Kelet-Grönlandi*-, Ny-i partjain a *Labrador-hidegáramlás* 2-4°C hőhiányt okoz. A Labrador-áramlás gyökerénél fekvő Ellesmere-, Devon- és Baffin-sziget évi középhőmérséklete földrajzi szélességéhez viszonyítva 6 fokkal alacsonyabb. Míg a Kuro shio fűtötte délkelet-alaszkai Annette-sziget januári középhőmérséklete +1,7°C, a vele azonos szélességen (É-i sz. 55°) fekvő labradori Nain-é -19, a Bordeauxval és a Torinoval azonos szélességen (É-i sz. 45°) épült Halifax-é -5,6°C.

Az észak-atlanti tengeröblök többsége télen befagy. Néhány napra Boston és New York kikötőit is elzárhatja a jég. A grönlandi és ellesmere-szigeti jégárakból származó jéghegyeket a Labrador-áramlás Newfoundland-ig, sőt délebbre is elhajtja. A júliusi középhőmérséklet Labrador É-i részén 10, a D-in 15°C alatt marad, Halifax-é (É-i sz. 44°38') 18,2°C. Az áramlás 5-10°C-os hideg vize a Hatteras-foknál (É-i sz. 35°) a 20-22°C-os Golf-áramlás alá bukik. A hideg és a meleg víz élesen elkülönül egymástól, a határukon átúszó hajók percek alatt 15°C-os hőmérsékletváltozást észlelnek.

A Mexikói-öbölből induló, 70 km széles *Golf-áramlás* a Florida-szoroson át másodpercenként 1-1,7 m-es sebességgel hömpölyög ki a nyílt óceánra, majd az *Antilla-áramlással* egyesülve meleg, sötétkék folyamként a Hatteras-fokig Észak-Amerika K-i partjai mentén halad. Különösen repülőgépről nagyszerű látvány: folyó, amelynek tenger a "partja". Mivel amúgy is meleg vidékeket érint, hőmérséklet-emelő hatása kevésbé jelentős. A szárazföld felé haladó légtömegek páratartalmát azonban lényegesen megnöveli, így az évi csapadék mennyisége a DK-i partok mögött 1000-1500 mm.

Észak-Amerika helyzetéből következik, hogy időjárását 6 nagy légnyomás-központ szabályozza (1-2. ábra). É-D-i nyitottsága következtében az Északi-sarkvidék, illetve a Mexikói-öböl és a Bahamaszigetek térségéből származó légtömegek a leghatékonyabbak. A sarkvidék fölött kialakuló grönlandi magas nyomású légközpont (anticiklon) a Kanadai-pajzs és a Belső-síkvidékek mellett a Kordillerák Éi felének vonulatai közé zárt medencék hőmérséklet-alakulását is meghatározza. Ritka erősségű É-i szelei (northern) San Diego-ban (É-i sz. 32°43') is okoztak már fagyot (-3°C), a Mexikói-magasföldön havazást. Erejét télen a Mackenzie-medencében keletkező, Mackenzie-hidegközpont fokozza – a Szibériai-anticiklon észak-amerikai párja – amely nyáron, eurázsiai rokonához hasonlóan, szétoszlik. A Mexikói-öböl és a Bahama-szigetek térségének (Mexikói-öböli alacsony nyomású légközpont) forró, párás légtömegei nyáron az Öt-tó vidékét is elérik, és a hideg, sarki eredetű levegőfajtákkal találkozva gyakran heves záporokat, viharos esőzéseket, tornádókat okoznak. Télen ködös, esős, enyhe légtömegeket "szállítanak" a hideg belső területekre.

Az európai időjárás alakításában nagy szerepet játszó *észak-atlanti légtömegek* (Izlandi-ciklon) Észak-Amerikában kevésbé fontos tényezők. Ciklonjaikat a Ny-i szelek főleg az Óvilág felé szállítják, Észak-Amerikának, a sarki szelektől hajtva csak telente K-i partvidékére jutnak el. Az Észak-Appalache alacsonyabb vonulatain könnyebben átkelnek, sőt a hegység és a Missouri közötti területek 500-1000 mm-es évi csapadékmennyiségéhez is hozzájárulnak. Télen hideg, nyirkos szitálást, nyáron csöndesebb esőket hoznak. A Chesapeake-öböltől D-re hatásuk alig érezhető.

Az észak-csendes-óceáni légtömegek (Aleuti-alacsony nyomású légközpont) hatása elsősorban a Ny-i partvidéken érvényesül. Néha a Sziklás-hegységen is átkelnek ugyan, de a Belső-síkvidékekre már száraz, meleg főnszélként ("chinook"²) ereszkednek le. Télen Alaszkától Dél-Kaliforniáig hűvös, szeles, csapadékos időjárást okoznak; nyáron Oregonig húzódnak vissza. Helyükre a *Csendes-óceán rákté-rítői vidékén születő anticiklon*, az Azori-anticiklon újvilági párja, száraz, napsütéses időjárású légtömegei nyomulnak. Télen – nedvesebb légáramlatokkal párosulva – csak Kaliforniát érik el.

Észak-Amerika DNy-i részén, a Mojave- és a Sonora-sivatagban, valamint a Mexikói-magasföldön nyáron *forró, leszálló légtömegek* határozzák meg az időjárást, és hosszantartó, száraz hőséget okoznak. A kaliforniai Halál-völgyben 1917. július 6-tól augusztus 17-ig, tehát 43 egymást követő napon +48°C-os hőmérsékletet mértek! A Colorado-fennsíkon és a Nagy-medencében nyaranta az erős fölmelegedés miatt ugyancsak forró, jellegzetesen szárazföldi légtömegek jutnak uralomra, és a Kordillerák vonulatai között É-D-i irányban elnyúlva teljesen elválasztják egymástól a csendes- és az atlanti-óceáni légtömegeket.

A földrész jellemző *szélirányait* ugyancsak É-D-i nyitottsága határozza meg. Télen a Kordilleráktól K-re mindenütt É-i vagy északias szelek uralkodnak. Kanadában és az Egyesült Államok É-i részén dermesztő hóviharokkal járnak. A levegő megtelik száraz porhóval, a síkságokat helyenként csupaszra fújja a szél. Ahol akadályba ütközik, több méter magasra torlaszolja a magával ragadott havat. A Mexi-kói-öbölig előretörő *blizzardok* hirtelen hőmérsékletzuhanást, váratlan fagyokat okoznak (lásd előbb).

² Indián eredetű szó, jelentése hóevő, hófaló



1-2. ábra: Észak-Amerika januári középhőmérséklete és az időjárását irányító légközpontok (ciklonok, anticiklonok) téli helyzete (balra) és Észak-Amerika júliusi középhőmérséklete és az időjárást irányító légközpontok nyári helyzete (jobbra) (Szerkesztette Hevesi Attila, rajzolta Tiderle Lajos)

Nyáron az Öt-tó vonalától D-re délies szelek kerülnek túlsúlyba. Meleghullámaik néhány napra a Mackenzie és a Yukon mentén is 30°C fölé emelhetik a hőmérsékletet. Többségük a Mexikói-öböl vidékéről indul. A Sziklás-hegység DK-i oldalán a DNy felől lebukó "*chinook*"-hoz csatlakozva alig fél kilométeres sávokban 40°C-os, perzselő hőséget okozhatnak, amely napok alatt szárazzá aszalja a növényzetet; a bukószél a csúcsoktól a prériig 30-40 °C-kal is fölmelegedhet! Aszályos nyarakon szinte föltépi a száraz talajt és veszélyes porviharokat támaszt. A "chinook" tél végén, kora tavasszal is gyakori. Ilyenkor a Kordillerákon átkelő csendes-óceáni légtömegekből származik; gyors fölmelegedést és árvizeket keltő, hirtelen hóolvadást okoz.

A sarkvidéki hideg és a déli, forró, párás légtömegek találkozásában kialakuló "*átmeneti öv*" vagy "*sarki front*" a *ciklonképződés* igazi területe. Az ellentétes levegőfajták keveredésekor hatalmas légörvények keletkeznek, amelyeket a felső-troposzférában itt is uralkodó Ny-i szelek DNy-ról ÉK felé végighajtanak a szárazföldön. Nyáron az Öt-tó vidéke és a Szt. Lőrinc-alföld a legforgalmasabb ciklonpálya. Télen a terjeszkedő Grönlandi- és Mackenzie-anticiklon a légörvények útvonalát a Mexikói-öböl partvidékéig szorítja. A "ciklonöv" gyors tavaszi és őszi vándorlása az átmeneti évszakokat alaposan megrövidíti. Az Aleuti-ciklon és az Észak-Csendes-óceán DK-i része fölött kialakuló anticiklon egymásra hatásából származó légörvények a Kordillerák mentén, Észak-Kalifornia és Alaszka között "közlekednek".

A D-i nyitottság következtében az Atlanti-óceán és a Mexikói-öböl parti síkságára, valamint a Mississippi-alföldre nyáron és az átmeneti évszakokban a Karib-tenger pusztító *hurrikánjai* is betörnek (*3. ábra*). Mivel a közép-amerikai hurrikánok kialakulása valószínűleg a hőmérsékleti-egyenlítő és a déli félgömb passzát szeleinek É-i féltekére tolódásával kapcsolatos, általában május és november között jelentkeznek. A legpusztítóbbak augusztusban és szeptemberben születnek. Szörnyű erejük a nagyon fölmelegedett, sebesen felörvénylő tengeri levegő páratartalmának kicsapódásakor fölszabaduló hőből származik. Mozgási energiájuk általában ezerszer több az atombombáénál; a nagyobb hurrikánokban keletkező hő 2-3 millió tonna szén fűtőértékével egyenlő. Átlagsebességük 150-300 km/óra. Átmérőjük 500-700 km. "Szemük", a felhőtornyos légörvény derült egű közepe, 10-30 km széles. Pusztító hatásuk "szemük" szomszédságában a legszámottevőbb.



3. ábra: A Közép- és Észak-Amerikát sujtó legpusztítóbb hurrikánok pályái 1938-1965 között (a The National Atlas the United States of America, 1970 után (Rajzolta Tiderle Lajos) Kárérték dollárban: 1- 500-5000 M, 2- 50-500 M, 3- 5-50 M, 4- 0,5-5 M

Rombolásuk érzékeltetésére néhány "adatot" említek. Az 1935-ös floridai hurrikán 400 km-es óránkénti sebességgel rohant. Feldöntött és maga előtt görgetett egy 10 kocsiból álló - szerencsére üres - vasúti szerelvényt. A közeli állomás várakozó utasai a vasúti töltés mögé menekültek, de a töltést teljesen megsemmisítette; 120-an meghaltak, 100-an súlvosan megsebesültek, 90 ember nyomtalanul eltűnt. A légnyomás 569 Hg mm-re zuhant, ez az eddig észlelt legalacsonyabb szárazföldi légnyomás érték! 1938-ban egy hurrikán támasztotta vihardagály a Long (Hosszú)-szigeten – amelynek egy része New Yorkhoz tartozik – új öblöket szabdalt, s 6 m magas homokturzásokat tüntetett el. Továbbrohantában Új-Anglia partjait annyira megváltoztatta, hogy az addigi térképek használhatatlanná váltak. 1954 októberében a Gasel-hurrikán Dél-Carolina egyik homokturzásáról egy kétemeletes vasbeton házat nyomtalanul eltüntetett, helyén kis öböl keletkezett. A partvidéket teleszórta "Made in Haiti" föliratú fadobozokkal, kókuszdióval, bambuszdarabokkal (Haiti 1500 km-re fekszik Dél-Carolinától!); 5 m-es dagályhulláma Long Beach 357 épületét 5 híján földig rombolta, s bár közeledtét jelezték és minden óvintézkedést megtettek, az Egyesült Államokban 78, Kanadában 70 embert ölt meg. A közelmúltban, 2005. augusztus 29-én a Bahama-szigetek térségében kialakult Katrina örvényvihar Louisiana, Mississippi és Alabama államon söpört végig (1. kép). Özönárt keltve kőolajkutakat és fúrótornyokat döntött föl a Mexikói-öbölben, a "száraz"földön 1,5 millió ember maradt áram nélkül, New Orleansból néhányszázezer embert ki köllött költöztetni, mert a Mississippi torkolati ágainak gátját több helyen átszakította; halálos áldozatainak száma 10000(!) körül volt...



1. kép: A Katrina hurrikán útja 2005 augusztusában Forrás: http://azonos.freeblog.hu

Mivel a kisebb hurrikánok is legalább 3 m-es dagályhullámokat keltenek, a Parti-síkságok peremén fontos felszínalakító tényezők. A Mexikói-öböl alacsony, mocsaras partjait 20-30 évenként több km szélességben iszapos-homokos-kagylós rétegekkel borítják be; a partszegély futását alaposan módosítják. A mocsarakban előforduló tengeri lerakódások, állatmaradványok gyakran nem a tenger visszahúzódásával, hanem a hurrikánok keltette vihardagályok hordalék-teregetésével magyarázhatók.

Észak-Amerika legsajátosabb légörvényei a tornádók. Míg a hurrikánok Közép-Amerika tengerei fölött jönnek létre, a tornádók a Belső-síkvidékek D-DNy-i részének "bennszülöttei". Ha a D-ről és Éról gyorsan érkező légtömegek hőmérséklet-különbsége nagy – ez különösen northern betörésekor vagy az átmeneti évszakokban gyakori - földig lenyúlva rohanó légörvények keletkeznek. Átmérőjük néhány métertől 1-2 km-ig terjed, sebességük óránként 50-80 km, esetenként a 200 km-t is meghaladhatja, sőt 1958. április 2-án a texasi Wichita Falls-ban a 448 km-t is elérte! (Ez volt Földünkön eddig a legnagyobb szélsebesség, amit sikerült megmérni). Ormányukhoz, a tulajdonképpeni "tornádó"-hoz fönn kisebb ciklonfelhő tartozik. Általában a déli, koradélutáni órákban keletkeznek. Pusztítási sávjuk nagyon keskeny. A légörvény ormánya és szomszédsága közötti különlegesen nagy légnyomáskülönbség miatt előfordult, hogy az utca egyik oldalán a házak teljesen összeroppantak, a másikon még üvegkár sem volt. Földet söprő örvényük sebesen forgó por- vagy víztölcsért emelhet magasba, kisebb tárgyakat könnyedén fölszippant. Belsejükben a gyorsan felörvénylő levegő hirtelen légnyomáscsökkenést okoz, szívóerejük ennek köszönhető. Mivel a külső levegő és az üreges tárgyak belső levegőjének légnyomás-különbsége ugrásszerűen megnő, a bezárt lakások, fölfújt kerekek, bedugaszolt palackok valósággal szétrobbannak. A dübörögve, bömbölve robogó tornádó a fölszippantott tárgyakat szörnyű erővel szórja szét. Megtörtént, hogy fadarabok vaslemezeket ütöttek át! 1956. április 3-án egy tornádó 332 házat, 100 farmot és 18 embert pusztított el a Michigan-tó (!) környékén. 1916 és 1942 között 3933 tornádó vágtatott végig középső Észak-Amerika belső síkságain. Ez évente 151 kisebbnagyobb természeti csapást jelent; szerencsére 30-50 km-es tombolás után "elhalnak", s nem mindegyik érint lakott területeket.

A hurrikánok és a tornádók vonulását heves, *viharos esőzések* kísérik. A Mississippi és a Missouri vidékén az É-i és D-i légtömegek szabad beáramlása következtében a zivatarok egyébként is gyakoriak. A Kansas City – St. Louis – Atlanta vonaltól D-re évente 50-70 *viharos napra* lehet számítani. A hurrikánok-járta Mississippi-torkolat vidékén számuk 70, Floridában 80 fölé emelkedik, sőt Tampa környé-

kén a 100-at is eléri! A földrész másik "viharsávja" a Sziklás-hegység K-i oldalán, Wyoming és Új-Mexikó között húzódik. Ebben a 150 km széles sávban évente 50-70 viharos nap várható.

A hurrikánok és a tornádók szerkezetét és mozgását ma már szervezett előrejelző-rendszer figyeli. U2-es repülőgépek és Tyros műholdak folyamatosan tájékoztatnak a légörvények vonulásáról, így halálos áldozataik száma az utóbbi évtizedekben csökkent. Mivel a földrengésálló házak a hurrikánokkal szintén dacolnak, építésüket az Egyesült Államok DK-i részén is szorgalmazzák.

Észak-Amerika hőmérsékletileg is kiegyensúlyozatlan. Legmelegebb pontja a mexikói San Louis, ahol 1933. augusztus 11-én 57,8°C-ot mértek (ez az eddigi legnagyobb, szabályos "hőmérőházikóban" észlelt adat a Földön) és a kaliforniai Halál-völgy (Death Valley), ahol 1913. július 10-én 56,7°C-os hőség volt. 50-54°C-os hőmérséklet az ugyancsak kaliforniai Salton-tó partján is előfordul. A földrész két leghidegebb tája a Mackenzie-medence és a Yukon-fennsík. A Mackenzie menti Fort Godd Hopeban –61,7, a Yukonba ömlő White (Fehér)-folyó völgyébe települt Snag-ben –62,8°C az eddig mért legalacsonyabb hőmérséklet. Észak-Amerika teljes hőingadozása tehát 120,6°C; ezt az értéket csak Ázsia teljes hőingadozása múlja fölül.

A januári középhőmérséklet a szárazföld 2/3 (!) részén fagypont alatt van (1-2. ábra). A 0°-os hőegyenvonal az É-i szélesség 55. fokánál éri el az Alaszkai-félszigetet; a Sándor (Alexander)szigetektől meredeken D-re hajlik, a Columbia torkolatánál beöblösödik ugyan, de végig a partvidéken halad és csak a Sierra Nevada megkerülése után fordul a földrész belseje felé. Innen egészen New Yorkig a 40. szélességi foktól D-re fut (2. ábra). Európában a 40. szélességi foktól D-re, a magashegységek kivételével, sehol sem süllyed fagypont alá a januári középhőmérséklet! Észak-Amerikában az Éi szélesség 40. és 50. foka között a januári középhőmérséklet csaknem mindenütt -5°C alatt van, sőt a Felső-tó É-i szomszédságában -20°C. Európában ezt a szélességet csak a Podóliai-hátság D-i előterében éri el a -5°C-os hővonal. A Mackenzie mentén és Keewatin-ben a januári középhőmérséklet -32°C. Az É-i szigetvilágban alig -35°C; Grönland belsejében -40°C alá süllyed! Európa legzordabb telű részén, az Észak-Urálban, a januári átlaghőmérséklet "csak" -24°C.

Észak-Amerika túlnyomó részén tehát a tél jóval hidegebb, mint Európában. De mert D-i pereme a forró övezetben fekszik, *területén áthalad a* +15, *sőt a* +20°C-os januári hővonal is! Így a legmagasabb és a legalacsonyabb januári középhőmérséklet különbsége 60°C. Európában alig több, mint a fele, 34° C (-24°C, +10°C). Európában a januári hővonalak helyét főleg az Észak-Atlanti-áramlástól való távolság határozza meg, ezért a szárazföld zömén É-D-i irányban haladnak. Észak-Amerikában, a Kordillerák és a csendes-óceáni partvidék kivételével, a *szélességi köröket* követik. A Ny-i partokon, valamint a Baffin-sziget és Grönland között mutatkozó É-D-i elhajlásukat a tengeráramlások okozzák. Az Appalache és a Kordillerák között a hővonalak futásában csupán az Öt-tó vidékén figyelhető meg enyhe É-ra domborodás, ami a tekintélyes állóvizek hőkiegyenlítő hatásának következménye.

A 25°C-os júliusi hővonal majdnem mindenhol a 0°-os januári helyén fut (1-2. ábra)! A júliusi középhőmérséklet a földrész túlnyomó hányadán meghaladja a+5, és csaknem felén eléri a +20°C-ot! A 0°-os hővonal Grönland, az Ellesmere- és a Baffin-sziget partvidékére húzódik vissza. Észak-Amerika nyári hőmérsékleti képe tehát sokkal egységesebb, mint a téli, ami a hővonalak ritkulásából is látszik. Az erős fölmelegedés egyrészt a D-i légtömegek szabad beáramlásának, másrészt, főleg É-on, a nappalok időtartam-növekedésének köszönhető.

Nyáron Észak-Amerika legforróbb része a Halál-völgy (Death Valley), ahol a júliusi átlaghőmérséklet 39°C. A Salton-tó Ny-i partján 37,5°C, az arizonai Yumában, a Gila- és a Mojave-sivatagban, a Rio Grande középső folyása mentén és a Kaliforniai-öböl partvidékén is 30°C fölé emelkedik. A grönlandi jégtakaró középső részén viszont ilyenkor is - 15°C alatt marad.

A Kaliforniai- és a Labradori-hidegáramlás a júliusi hővonalakat a DNy-i, illetve az ÉK-i partvidéken is D-felé hajlítja. A melegáramlások módosító szerepe nyáron kevésbé jelentős, a domborzaté viszont sokkal kifejezettebb (Kordillerák, Appalache, Dél-Labrador). Föltűnő, hogy a 10°-os izoterma a Hudson-öböl, Labrador és Newfoundland vidékére érve a sarkkörtől az 51. szélességi fokig ereszkedik, ami az öblön lassan olvadó jégpáncél és a Labrador-áramlás hűtő hatásának következménye.

A januári és júliusi hővonalak elhelyezkedésének összehasonlításából világosan kirajzolódnak Észak-Amerika *legkisebb és legnagyobb évi közepes hőmérsékletingadozású területei*. A kaliforniai partvidék évi közepes hőingadozása sehol sem haladja meg a 10°C-ot, San Diego-ban 8,2 (+12,2, +20,4°C), San Francisco-ban mindössze 5,5°C (+9,7, +15,2°C). Florida (Key West 7,5°C), Oregon és Washington állam partjain is csak 8-9°C. Ezzel szemben az Öt-tótól É-ra – az óceáni partvidékek kivé-telével – mindenütt eléri a 30°C-ot, sőt a Peace(Béke)- és a Mackenzie-folyó mentén a 40°C-ot is meghaladja (lásd előbb).

Nyár végén, ősz elején (vénasszonyok nyara) egy-két hétre egyensúlyba kerülnek É és D ellentétes légtömegei; derült, kellemes meleg napok váltják egymást. Ez az "*indián nyár*" nyugalmasan szép időszaka.

Az átmeneti évszakok általában rövidek, az ősz mindig melegebb és valamivel hosszabb is a tavasznál:

	áprilisi középhőm.	októberi középhőm.	különbség
Victoria (Brit-Columbia)	9 °C	11 °C	2 °C
Kingston (Ontario)	5 °C	9 °C	4 °C
St. John (Newfoundland)	2 °C	7 °C	5 °C
Bismarck (Észak-Dakota)	5 °C	6 °C	1 °C

A gyors évszakváltás tavasszal jelentős mezőgazdasági károkat okozhat; a hirtelen fölmelegedés és a váratlan fagybetörések főleg a gyümölcsösökben és kertészetekben pusztítanak. A földművelés számára lényeges *fagy nélküli időszak* hossza (*4. ábra*) a Mexikói-öböl mentén, valamint az atlanti partokon a Hatteras-, a csendes-óceáni partokon a Mendocino-foktól (É-i sz. 39,3°) D-re évente több, mint 220 nap. É felé, az Öt-tó vonaláig 120-220, Kanada művelés alatt álló területein csak 80-120, a Mackenzie mentén mindössze 40 nap. Mint korábban láttuk, ezek az átlagértékek rendkívül szélsőséges adatokból származnak. Délnyugat-Kalifornia védett völgyei és Dél-Florida kivételével az év bármely időszakában fagyhat. Ezért, bár a déligyümölcs-termesztést "elvileg" Új-Mexikó, Dél-Texas és Dél-Louisiana középhőmérsékletei is lehetővé tennék, igazán jelentős ültetvényeket csak Délnyugat-Kaliforniában létesíthetnek.



4. ábra: A fagymentes időszak hossza és a földrész éghajlatát módosító tengeréramlások Észak-Amerikában (G.H.DURY, T.J. CHANDLER, 1958 könyvéből)

Mivel Észak-Amerika időjárását hat hatásközpont légtömegei irányítják, a *csapadék területi és időbeli megoszlása* is rendkívül változatos (*5. ábra*). *É-D-i nyitottsága és domborzata következtében belseje korántsem olyan száraz, mint Ázsia sivatagjai. Legszárazabb* területei DNy-on, a Kordillerák vonulatai között húzódó völgyek és medencék, *legcsapadékosabb* vidékei Ny-on, a Parti-hegység óceán felé néző lejtői. A csapadékhullás időbeli megoszlása szintén szeszélyes. A kaliforniai San Andreas-ban, ahol az évi csapadék átlagosan 700 mm, 1871 decemberében 1260 mm, az ugyancsak kaliforniai Upper Mattole-ban, ahol az évi átlag 600 mm, 1888 januárjában 1040 mm eső hullott; egy hónap alatt tehát a szokásos évi mennyiségnek csaknem kétszerese. Az 1894-es esztendő aszályait viszont még a DK-i partvidék is alaposan megsínylette, pedig ott az évi csapadékmennyiség rendesen 1500 mm körül alakul.



5. ábra: Észak-és Közép-Amerika évi csapadékmennyisége (C.S. HAMMOND, 1961 után)

A Csendes-óceán felől érkező páradús légtömegeket legerősebben a Parti-, a Cascade-hegység, meg a Sierra Nevada vonulatai csapolják meg. Ny-i oldalukon az évi csapadék mennyisége 2000-2500 mm, fölfelé haladva a 3000 mm-t is túllépi. Az Olympic-hegységben 3600, a *Vancouver-szigeti Henderson Lake-ben 6500 mm*, söt 1931-ben 8000 mm hullott! Ez Észak-Amerika legcsapadékosabb vidé-ke. A Mendocino-foktól D-re a Kaliforniai-hidegáramlás hűtő hatása miatt esőfelhők helyett vastag ködrétegek érkeznek a partvidékre, a hulló csapadék mennyisége alig 700 mm.

A Déli-Parti-vonulatok és a Sierra Nevada esőárnyékában a földrész legszárazabb völgyei és medencéi alakultak ki. Alig 200 km-re a tengertől, a *Gila-* és a *Colorado-sivatag* határán, Yumában évente csupán 80 mm eső esik (*5. ábra*). A Halál-völgyben és a Mojave-sivatagban legföljebb 100 mm. A Nagy-medence, valamint a Colorado-fennsík és Mexikói-magasföld alacsonyabb vidékein az évi csapadék mennyisége 100-200 mm, magasabb, kevésbé zárt részein 200-400 mm. A DNy-i sivatagok és félsivatagok kialakításában az erős zártság mellett a nyáron föléjük terjeszkedő passzát-szélrendszer leszálló ága is szerepet játszik. Hasonlóan alacsony csapadékértékekkel másutt csak a grönlandi anticiklon szomszédságában, a Nagy-Rabszolga-tótól É-ra találkozunk. Az évi csapadék mennyisége ott alig éri el a 250 mm-t, sőt a Parry-szigetek, valamint az Ellesmere- és a Banks-sziget zömén 125 mm alatt marad. A hideg és a gyönge párolgás miatt azonban ez a kis mennyiség nem okoz szárazságot.

A Kuro-shio melegítette észak-csendes-óceáni partokon kívül a legtöbb csapadékot Florida és a Mexikói-öböl partvidéke kapja. Bár évi mennyisége itt csak helyenként éri el a 2000 mm-t, a Galveston – Tulsa – Nashville vonaltól DK-re mindenütt legalább 1200 mm. A Mexikói-öböl és az Atlanti-óceán párás légtömegei a nyári monszuntól és hurrikánoktól hajtva sokkal nagyobb területeket öntöznek meg, mint a Kordillerákba ütköző Ny-i szelek. Ennek köszönhető, hogy az évi csapadék mennyisége még az Ohio völgyében is eléri, sőt meghaladja az 1000 mm-t. A louisianai Alexandriára 1886 júniusában 24 óra alatt 537 mm ömlött. 1871. június 1-én Galvestonra 14 perc alatt 99, 1848. augusztus 15-én St. Louisra (Missouri) 15 perc alatt 126 mm esővíz zúdult. Hasonlóan heves felhőszakadások az Appalache K-i előterét is érik. 1880 augusztusában az észak-carolinai Ellesworth-re 1 nap alatt 326 mm esővíz zuhogott, a maryland-i Unionville-re egy perc alatt 366 mm! (Ez eddig a Földön 1 perc alatt mért legerősebb esőzés.)

A front- és ugyancsak gyakori hőzivatarok sokszor pusztító *jégveréssel* járnak, amelyek a növényzetet valósággal leborotválják. 1970. március 9-én a kansasi Coffeyville környékét ökölnyi jégdarabok csapkodták, a legnagyobb súlya 958,5 g (csaknem 1 kg!), átmérője 19,3 cm volt (ugyancsak "világcsúcs").

A nyugati hosszúság 100 fokától a Sziklás-hegységig 500 mm-ről 300 mm-re csökkenő évi csapadék a földművelés számára éppen csak elegendő. Mennyisége esztendőnként erősen ingadozik, gyakran egymást érik az aszályos évek. Ilyenkor a száraz feltalajt a szelek elsodorják, fekete porviharok söpörnek végig a prérin. Hatalmas porfelhőik 1934-ben az Atlanti-óceán partvidékéig is eljutottak.

A 37. szélességi körtől É-ra a téli csapadék túlnyomó többsége hó! A Kordillerák vonulatainak Ny-i jeltőit télen általában 5 m vastag hótakaró borítja, a Sierra Nevadában a 13 m sem ritka (Sierra Nevada = Havas-hegység). 1970-1971 telén a Rainier-tűzhányó Ny-i oldalán, 1646 m tengerszintfölötti magasságban 25,77 m vastag, tehát kb. 6 emelet magasságú (!) hótömeg halmozódott föl! A Ny-i hegyvidékek havazásai rendkívül erősek. 1921. április 14-ről 15-re virradóan a Colorado állambeli Silver Lake-ben 193 cm hó esett! A préri tartományok hótakarója sokkal vékonyabb. Saskatchewan-ben, Észak- és Dél-Dakotában novembertől márciusig havonta 9 napon havazik, de a hóvastagság csak 30-60 cm. Az Atlanti-óceánhoz közeledve a hómennyiség újra nő, Winnipegtől K-re mindenütt több, mint 1 m, az Öt-tó vidékén 2,5, Montreal környékén és az Északi-Appalache-ben 3 m.

Az eddigi szélsőségek után nem meglepő, hogy a havas Észak-Amerika Földünk *napsütésben* gazdag részei közé tartozik. A Gila-folyótól D-re, az Egyesült Államok és Mexikó határvidékén évente több, mint 4000 órát süt a Nap! (Az évente lehetséges napfényes órák száma 4380!). A Coloradofennsíktól Los Angelesig, illetve El Pasoig, tehát csaknem 1000 km-es körzetben, a napsütéses órák száma több, mint 3600, a Nagy-Sós-tó és Kansas City is a 3000 órás vonalon belül fekszik. Kelet-Floridában az évi napsütéses órák összege ugyancsak meghaladja a 3000-et (*6. ábra*). Brit Columbia part- és hegyvidékein, valamint a Hudson-öböl és Labrador partjain viszont évente csak 1200-1600 órát süt a Nap. A Queen Charlotte (Sarolta királynő)-szigeteken és Newfoundland K-i oldalán a napsütéses órák száma mindössze 1200. Alaszka É-i felében és a sarki szigetvilágban, ahol nyáron heteken, sőt hónapokon át tart a "nappal", számuk ismét 2000 fölé emelkedik.

A csapadék- és napfénytartam térképet összehasonlítva kézenfekvő, hogy a legesősebb vidékek egyben a legborultabb, a legszárazabb vidékek a legderültebb területek. Csupán a kelet-floridai partvidék kivétel. 1000 mm fölötti csapadékmennyisége mellett 3000 óránál több napsütést kap, de itt a rövid, heves esőzéseket mindig gyors derülés követi. Newfoundland K-i partjainak napfényszegénységéhez a gyakori ködök is hozzájárulnak. A partjaihoz néhány száz km-re K-nek forduló Golf (Észak-Atlanti)-áramlás fűtő hatása ugyan nem ér el ide, "gőzeit" azonban gyakran hozza erre a szél, így évente 120 ködös napra lehet számítani.



6. ábra: Az évi napsütéses órák száma lehetséges (A) és tényleges (B) száma az Észak-amerikai Egyesült Államokban (a The National Atlas the United States of America, 1970 után)

Utóirat:

Tudós Barátom, Gábris Gyula!

Kívánom, hogy sok további éved olyan derűs legyen, mint Floridáé, ahol emellett a szükséges folyadékáldásból is jut elegendő a Miskolci Egyetem Földrajz Intézete és a magam nevében. Jó Szerencsét!

A bányászati-ipari örökség terhei és hasznosítási lehetőségei Salgótarján térségében

Horváth Gergely^{*} – Szabó Mária – Csüllög Gábor

ELTE TTK FFI Környezet- és Tájföldrajzi Tanszék 1117 Budapest, Pázmány sétány 1/C *horvger@caesar.elte.hu,

Absztrakt

Salgótarján jó adottságokkal rendelkező, kedvező földrajzi fekvésű és környezetű város, sorsa magán viseli a közép-európai ipari városok fejlődésének jellemzőit: ma nehéz gazdasági helyzetben van és ebből adódóan sok gazdasági és társadalmi problémával kell szembenéznie, tehát olyan város, amelynek igazán szüksége van olyan programokra, projektre, amelyek alkalmasak helyzetének javítására.

1. A város és jellemzői

Salgótarján jellegzetes sorsú közép-európai ipari kisváros a 19-20. századból és egyike azoknak a magyar iparvárosoknak, amelyek bányavidékeken lettek komoly ipari központok, úgy, hogy bányászati tevékenységük az ipari fejlődés alatt is meghatározó maradt. A város az Európai Unió regionális beosztása (NUTS) szerint az Észak-Magyarországi Régióban található (HU31) Nógrád megye (HU313) székhelye és a Salgótarjáni Kistérség központja, egyben a 23 magyarországi megyei jogú város egyike. Központi funkcióit meghatározó közigazgatási szerepköre tehát igen kiemelt. A régión belül jelentős népességszáma és koncentrációja alapján Miskolc és Eger után a harmadik, az összes megyei jogú várost tekintve pedig a 22.

	Terület (km ²)	Népességszám	Népsűrűség	
		(fő//km²)		
Salgótarján	100,84	38 207	202	
Somoskőújfalu	2,33	2 234	592	
Összesen	103,17	40 441		

A város magyar-szlovák államhatár melletti fekvése országos szempontból nézve perifériális, az EU-kapcsolatok szempontjából azonban kedvező. Országúton a távolság Budapesttől 117 km, ebből 58 km (Budapest–Hatvan között) korszerű autópályán (M3) tehető meg, míg a Hatvan–Salgótarján közötti szakasz (21-es főút) kétsávos főút. Népességszámát tekintve kisváros, de mint megyeszékhely fontos közigazgatási központ, ezt a szerepet pedig komoly ipari és bányászati múltjával érdemelte ki, mivel a város a 19. század és a 20. század vége között Magyarország egyik legfontosabb bányavidékének, az Északi-középhegységben található Nógrádi-barnaszénmedencének meghatározó központja volt.

A Kárpátok belső vonulatához tartozó Északi-középhegységet alacsony középhegységek, dombvidékek és köztük elterülő medencék jellemzik. Ezt a jelleget tükrözik a Salgótarján környéki tájak, köztük a Keleti-Cserhát, a Karancs és a Medves-vidék is. Uralkodóan erősen felszabdalt árkossasbérces szerkezet alakult ki, a felszínformákat pedig elsősorban a közetminőség határozza meg (KISS G. ET AL. 2007). A várost övező tájak főként az oligocén és miocén kor többnyire nagy vastagságú üledékeiből épülnek fel. Az uralkodó kőzetrétegsor a sárgásszürke színű, finomszemcséjű és jelentős mésztartalmú Pétervásárai Homokkő Formáció. Az ottnangi korszakban a meleg, nedves szubtrópusi éghajlaton sűrű növényzet fedte a felszínt, ebből alakult ki később a Salgótarjáni Barnakőszén Formáció. Ennek a szénnek a bányászata volt a térség meghatározója közel 150 éven keresztül. Időben jóval később, a pliocén korban intenzív szerkezeti mozgások következtében heves kirobbanásos és freatomagmás vulkáni tevékenység játszódott le, ennek anyaga a Salgóvári Bazalt Formáció. Képződményei ma a térség legmeghatározóbb tájképi elemeiként – Salgó, Kis-Salgó, Medves, Szilvás-kő – jelennek meg, ezekben nyitották meg a 19. században a térség nagy bazaltbányáit. A táj jelentősebb átalakulását főként a bányászat megkezdése eredményezte. Az erős antropogén hatások ellenére a táj természeti (földtani, felszínalaktani, növénytani, esztétikai), valamint a kulturális és történeti stb. értékei ma is igen számottevők.

A szénbányászat megindulásáig Salgótarján viszonylag jelentéktelen település volt. 1922-ben nyerte el a városi rangot, majd fokozatosan magába olvasztotta a közigazgatásilag vele egyesített környező falvakat (így Somoskőt, Somoskőújfalut, Zagyvarónát, Zagyvapálfalvát, Rónafalut), miközben új bányászkolóniák (Salgóbánya, Somlyóbánya) is létrejöttek. Az így kialakult "Nagy"-Salgótarján kezdetben egy nem igazán városi karakterű központot körbevevő falusias települések halmazából állt. 1950-ben Salgótarján Nógrád megye székhelye lett. Az ötvenes években az állami fejlesztések hatására fokozatosan tipikus "szocialista várossá" fejlődött, és a megye ipari, igazgatási, kereskedelmi és kulturális központjává vált. 2006. október elsején Somoskőújfalu kivált Salgótarjánból és újra önálló településsé vált, de a két település együttműködése mind a gazdasági, mind a társadalmi folyamatok kezelésében megkerülhetetlen.

2. A bányászat és öröksége

A 19. század közepétől meginduló ipartelepítés és növekedés elsődleges forrása a térség barnakőszénkészlete és annak kedvező térhelyzete volt. A Rima, Mura és Sajó folyók ipari körzeteihez való közelség lehetőséget adott az ipari kooperáció kialakítására, amit a vasút kiépítése teljesített ki, és a Rimamurány–Salgótarjáni Vasmű Rt. valósított meg. A Zagyva és mellékfolyója, a Tarján-patak mentén elterülő, mára felhagyott bányavidék több, részben elkülönülő szénmedencéből áll, amelyek közül a legészakibb (és az egyik legnagyobb) Salgótarján városhoz közel, nagyrészt a város közigazgatási területén belül fekszik. A szénképződés háromszor ismétlődött meg (I–III. sz. szénpadok), és a három szénréteg közül a legalsó, vagyis a III. volt a főtelep, amely vastagsága általában 1,2 és 2 méter volt, de a salgó-rónai részen a 6 méteres vastagságot is elérte. A barnakőszén-bányászatnak két jelentős felfutási korszaka volt: az első a 19. század végén, a második pedig a szocialista korszakban az ötvenes és a hatvanas években.

Dényatalanak	Népességszám	Távolság a centrum-
Бануаеверек	(2003)	tól (km)
Pintértelep	320	4
Rónabánya	165	11
Rónafalu	184	10
Salgóbánya	313	14
Somlyóbánya	343	4
Somoskő	267	13
Somoskőújfalu	2 399	10
Zagyvaróna	1 561	7

2. táblázat: A városhoz tartozó bányatelepek

A térségben 1848-ban kezdték meg a barnaszén kitermelését, a tárókat fokozatosan építették ki. Először a Szent István Kőszénbánya Társulat keretén belül működött a szénbányászat, majd 1861-ben hozták létre utódját, a Salgótarjáni Kőszénbánya Rt.-t, amely a Magyar Általános Kőszénbánya Rt. tagja volt és 1890-ben az ország legjobb bányatársulata rangot is elnyerte. A 19. század végére Salgótarján környékén három nagyvállalat, az SKBT Rt. mellett az egyesített Kőszénbánya és Iparvállalat Rt. és a Salgótarján–Rimamurányi Vasmű Rt. tartotta kezében a szénbányászatot. A 20. század negyvenes éveire a termelés súlypontja a déli területekre helyeződött át. Az államosítás után négy évvel, 1952-ben alakult meg a Nógrádi Szénbányászat Tröszt, amely az egymást követő ötéves tervekben megfogalmazott iparosítása elősegítésére jelentősen bővítette a termelést. A térségben a széntermelés sohasem látott rekordmagasságba szökkent, külszíni és mélyművelésű bányák hálózták be az egész térséget. 1970-re a
termelés fokozatosan csökkent, majd az 1980-as években a szén kitermelése visszaesett a száz évvel korábbi szintre, mivel a mélyművelésű bányák hozama kisebb lett és költségesebbé vált a termelés. Hiába próbálkoztak külszíni fejtésekkel és különböző technológiákkal, a problémák és a súlyos gazdaságtalanság miatt a vállalat veszteségessé vált és szanálás alá került, majd 1993-ban az ekkor Nógrádi Szénbánya Rt. elnevezésű vállalat megszűnt, a szén kitermelése az ország sok más bányavidékéhez hasonlóan leállt. A bányászat azonban nem csak bányatárók nyitásával járt. Számtalan kiegészítő létesítmény épült, mint pl. szállítórendszerek, viadukt, osztályozók, vízkiviteli művek, szellőztetők, aknatornyok, erőmű, távvezetékek, és meddőhányók is keletkeztek (SZVIRCSEK. 2000, DósA et al. 2006).

Év	Széntermelés (1000 t)	A dolgozók létszáma (fő)	Év	Széntermelés (1000 t)	A dolgozók létszáma (fő)
1870	285	2 194	1940	1 735	8 971
1880	523	2 495	1950	1 779	9 910
1890	1 076	3 972	1960	3 380	14 865
1900	1 624	5 666	1970	1 975	9 015
1910	1 542	6 861	1980	927	5 823
1920	1 430	9 972	1990	501	2 226
1930	1 278	7 110			

3. táblázat: A Nógrád-szénmedence termelése és dolgozói létszáma 1870 és 1990 között (DósA et al. 2006)

A bazaltbányászat szempontjából a Medves fennsíkjának volt a legnagyobb jelentősége, a bazalttakaró peremén mintegy 20 kisebb-nagyobb kőfejtőt számolhatunk meg, melyek közül a nyugati oldalon lévők hazánk legnagyobb bazaltbányái közé tartoztak. A holland származású Janssen Alfonz a Somoskő község határában emelkedő Nyerges-hegy (Bagó-kő, 462 m) oldalán 1878-ban nyitotta meg kőbányáját, majd két évvel később a Medvesen a ma Szlovákia területén fekvő Macskalyuki-bányát. Ez utóbbi évtizedeken át hazánk legnagyobb kőbányája volt, köszönhetően nemcsak a kedvező szállítási viszonyoknak, hanem a bazalt minőségének is. Ebből a bazaltból lehetett a legkönnyebben a legszebb kockaköveket kifaragni. A régióban – főleg a Medvesen – egymás után nyíltak meg a kisebb-nagyobb kőfejtők. A sok kitermelő között két nagyobb és tőkeerős vállalat szerepelt, a Somoskői Bazaltbánya Rt. és a Nógrádvidéki Kőbányák Rt. A medvesi kőbányáktól 6-8 km hosszú keskeny nyomtávú vasúton szállították a vasúti fővonal menti törőüzemhez, illetve rakodóra a követ. 1927-ben épült meg Közép-Európa legnagyobb kőzúzója. Az államosítás után az ÉM. 3. sz. Kőbánya Vállalata a Magyar-, Nagy- és Kis-bányában folytatott bazaltbányászatot 1955-ig. A század végén a szénbányászat csökkenésével párhuzamosan lassan megszűnt a bazaltbányászat is, amelyben a bazalt iránti kereslet csökkenése mellett a részben közös infrastruktúra is nagy szerepet játszott: az egyik ágazat leépülése szükségszerűen hozta magával a másik felszámolását is.



i ábra: Egykori szénbányák Salgótarjáni térségében (szerk. CSÜLLÖG G.–HORVÁTH G.). Jelmagyarázat: 1 – szénbányák; 2 – a város beépített területe; 3 – közeli bányásztelepülések; 4 – közigazgatási határ.

3. Az ipar: erős múlt – gyenge jelen

Salgótarjánt a szénbányászat emelte ki az ismeretlenségből, de a település fejlődését, a mai városkép kialakulását egy másik iparág, a kezdeti időszakban a szénbányászatra települt vasgyártás is befolyásolta. A közeli Szepes-Gömöri-érchegységben bányászott vasérc kedvezett egy szénre települő kohászati komplexum kiépítésének, és 1867-ben meg is alakult a későbbi Acélgyár elődje, a Salgótarjáni Vasfinomító Rt., majd 1881-ben létrejött a Rimamurány-Salgótarjáni Vasmű Rt. A gyors tőkés fejlődés más üzemeket is idevonzott. A 19. század végén Salgótarján, amely korábban egy elég jelentéktelen kis település volt, számos új ipari üzemmel bővült. Ezek közé tartozott a vasöntöde, a későbbi híres-nevezetes kályhagyárnak az őse (ma az SVT-Wamsler Holding Rt. gyártelepe). A vas és acélgyártás mellett 1893-ban az üvegipar (sík- és öblösüveggyártás) is megtelepült a városban és évtizedeken át kimagasló szerepet játszott. A bányászat és az ipar fellendülte jelentős természeti és társadalmi átalakulásokkal is járt, régió társadalmilag is átrétegződött, az egykori paraszti népességből fokozatosan bányászok, fuvarosok és ipari munkások lettek. Salgótarján nagyipari központtá vált, amelynek a Rimaés a Murány-völgy iparához kapcsolódya igen jelentős szerepe volt a Monarchián belül az első világháború előtt. 1920-ban Magyarország elvesztette legfontosabb nyersanyagforrásait, miáltal a megmaradt Salgótarjáni-szénmedence még inkább felértékelődött (GULYÁS 2005). Eközben a térségben újabb iparágak települtek meg, ill. újabb üzemek jöttek létre, mint pl. a zagyvarónai Ötvözetgyár.

A szocialista korszak kezdete nem csak a szénbányászat növelését hozta, de a régió további iparosításával is járt. Tovább nőttek az ipari beruházások, pl. az Acélműnek újabb telephelyei létesültek Nagybátonyban is, ruhagyár, rádiótechnikai gyár, harisnyagyár stb. települt a térségbe. A hetvenes években a régió iparának mintegy 85%-át a nehézipar tette ki, és Nógrád megyei teljes ipari népességének mintegy 95%-át a régió üzemei foglalkoztatták. Salgótarján minden 1000 lakosából 400 (!) dolgozott az iparban. A látszólag látványos sikerek ellenére a térség hanyatlása már a hetvenes években megkezdődött, ennek ellenére a rendszerváltozásig a város és környéke egy környezeti szempontból erősen szennyezett, teljesen ipari arculatú térség volt, tipikus "szocialista" arculattal és mentalitással. A rendszerváltozáskor az acélárugyártás, az üveggyártás és a gépgyártás még a gazdaság vezető ágazatai voltak, de napjainkra ezek a hagyományos iparágak szinte teljesen eltűntek a térségből. A bányászat és az ipar erőteljes száz éve azonban nem csak a komoly ipari struktúra kiépülését és a környezetében gazdasági és közigazgatási központként működő város kialakítását eredményezte, hanem létrehozott egy jelentős nagyságú, jól kiépített infrastruktúrában élő városi társadalmat is. Ebben a társadalomban ma is jelen van a jól képzett szakmai értelmiség és a jó értelemben vett szakmunkásbázis is (HORVÁTH 2005).

A komoly mértékű bányászat és a hozzákapcsolódó nagymérvű ipari tevékenység nem csak a településszerkezet változására hatott ki, de a táj jelentős átalakulását eredményezte (SZABÓ et al. 2010). A bányászat által okozott antropogén felszínformák (KARANCSI – MUCSI 1999), köztük a bányaudvarok és meddőhányók, a bányászathoz kapcsolódó infrastruktúra (lejtősaknák, csillesorok, rakodók, iparvasúti és drótkötélpályák bevágásokkal, töltésekkel és alagutakkal) kiépítése erősen módosította a domborzat képét. Sajátos felszínformákat eredményezett a bazalttal fedett térszínek alábányászása Az alábányászottság sok helyütt a felszín süllyedését vagy berogyását, házak megrepedését okozta. A támfákat kivették (bányásznyelvén "kirabolták"), a felszín alatti bányajáratok csak részben lettek tömedékelve, emiatt számos helyen zajlottak le felszínmozgások, szerencsére többnyire lakatlan területeken. A külszíni bányászat eredményeképpen a vízhálózatban, a lefolyásviszonyokban is történtek változások, ezek is eredményeztek károkat, bár a külszíni fejtések esetében ennél nagyobb problémát jelentenek a tájesztétikai károk. A meddőhányók is veszélyeket rejtenek. Egy részük máig nem stabilizálódott, esős időszakokban kisebb csuszamlások alakulhatnak ki rajtuk, és mivel helyenként csak gyér növényzettel fedettek, a száraz évszakban környezetükben a porszennyezés nagyon gyakori jelenség. A bányászat felhagyása nem csökkentette problémákat, mert a felhagyott bányák és az említett meddőhányók rekultivációja a mindenkor politikai és pénzügyi helyzet függvényében nagyon esetleges volt.

Salgótarján a rendszerváltozás előtt az ipari termelésben kiemelkedő Észak-Magyarországi Régió egyik komoly ipari központja volt, ezért is érintette nagyon súlyosan az 1989-es politikai és gazdasági fordulatot követő átalakulás folyamata. A piacok beszűkülése és a racionalitás előtérbe kerülése következtében a gyárak, üzemek helyzete megrendült (HORVÁTH 2003, 2005). Néhányuk ugyan megpróbálta termelési profilját vagy szerkezetét átalakítani, de a megrendelések megszűnte, a termelés gazdaságtalansága ahhoz vezetett, hogy fokozatosan mind több és több ipari üzem beszüntette vagy minimálisra korlátozta termelését és elbocsátotta dolgozóit. Bár néhány népszerű termék (biztonsági üveg, konyhai tűzhely, acélhuzal) megőrizte rangját a hazai piacon, azok termelése is erősen lecsökkent (4. táblázat).

Termék	1991	1994	A csökkenés mértéke (%)
Síküveg (millio m ²)	7,2	1,3	82
Öblösüveg (1000 tonna)	3,0	1,5	50
Melegen hengerelt acél (1000 tonna)	2,7	0,6	78
Hidegen húzott acél (1000 tonna)	37,2	14,3	63
Rúdacél (1000 tonna)	2,3	0,3	87

4. táblázat: Fontosabb ipari termékek termelésének csökkenése 1991 és 1994 között (KSH 1999)

Érdemes összegezni azt a három fő tényezőt, amelyek a gazdasági hanyatlást okozták:

 a) miközben a fejlett világ iparában óriási méretű szerkezetváltás ment végbe, a térségre még a nyolcvanas években is energiaintenzív, alacsony feldolgozottságú termékek előállítása volt jellemző; a régió a nehézipar hagyományos "zászlóshajója" maradt annak ellenére, hogy az iparág számos ágazata már sajnálatosan elvesztette fontosságát;

b) emellett a hatvanas-hetvenes években lezajlott beruházások és a modernizáció ellenére a technológia és a termelékenység elmaradott maradt;

c) az ipar fénykorában a termékek zöme belföldi vagy KGST-piacra készült, ám a szocialista gazdasági rendszer kudarca, a "keleti blokk" szétesése a korábbi szovjet és KGST-piacok elvesztését eredményezte, a hazai és egyéb piacokon pedig a gyengébb termékek versenyhátrányba kerültek az importált olcsóbb vagy jobb minőségű külföldi termékekkel szemben.

A 90-es évek közepén lezajlott ipari szerkezetváltás következményeként a bányászat korábbi leépülése után az ipari termelés még komolyabb válságba került, majd további fontos üzemek kerültek csődhelyzetbe, zártak be, ezzel az ipari munkahelyek száma még erőteljesebben csökkent, amely az ezredfordulóra már nagyméretű (10% körüli) munkanélküliséget eredményezett. A város így nemcsak a szocialista ipari struktúráját veszítette el, de vesztese lett az ipart megújító szerkezetváltásnak is, mivel nem jelentek meg az új struktúrába beépülő külföldi tulajdonú ipari vállalatok. Ennek oka nem a városban keresendő, infrastruktúrája, szakemberbázisa megfelelő lett volna, de a multinacionális cégek igénye és a gazdaságpolitika támogatási rendszere zömében a Budapestre és az észak-dunántúli térségbe vonzotta a befektetéseket. A salgótarjáni térség tipikus "depressziós övezet" lett, a közép-keleteurópai válságövezetek minden jellegzetességével.

4. Az örökség

A város helyzete hasonlóan a térség más sok ipari kis és középvárosához nem könnyű, de a jellemző, máshol is megjelenő problémákon kívül vannak egyediek is. A problémák oka elsődlegesen a jelentős forráshiány, amelynek előidézője az országos gazdasági szerkezetváltással összefüggően a bányászati, majd ipari szektor leépítése. Az ipari üzemek bezárásával a foglalkoztatottak száma folyamatosan csökken és állandóvá vált a munkanélküliség kedvezőtlen szintje (*5. táblázat*). A térség népessége pedig ma is a városi munkahelyektől függ, így a környező falvak is a város problémáit jelenítetik meg kicsiben.

	Munk	ránya (%)	
	1990	2001	2007
Salgótarján (Somoskőújfaluval együtt)	3,0	14,0	12,8
Országos átlag	0,0	5,7	7,4

5. táblázat: Munkanélküliek aránya Salgótarjánban 1990 és 2007 között (KSH 2010)

A központi kormányzatok elmúlt két évtizeden át képviselt gazdaságpolitikája sem biztosított a térségnek megfelelő versenyképességet, így az új gazdasági struktúra kiépülése, az adottságoknak megfelelő nagy potenciállal rendelkező befektetők megjelenése elmaradt, a multinacionális nagyvállalatok várt beruházásai elkerülték a térséget. A regionális és helyi fejlesztések alacsony szintje miatt jelenleg nincs s térségben tőkeerős gazdaság, kevés a megfelelő szintű gazdasági szereplő, nem találhatók húzótényezőként fellépő új gazdaságszerkezeti tényezők. Növeli a gondokat, hogy a központi kormányzatok a várost – sok más hasonló várossal együtt – a kötelező funkcióik ellátását illetően forráshiányos működtetésre kényszerítették, ezért nem csak a gazdasági forráshiány jelentős, de a központi kormányzat részéről érkező finanszírozások is éppen csak elégségesek az oktatási, egészségügyi, városfenntartási funkciók ellátására. Mindebből következik, hogy a kormányzat által az ötvenes években adott központi funkciók ma megfelelő politikai támogatás, azaz megfelelő finanszírozás hiányában nem tudnak megfelelően működni, ezért a városnak ma nincs hatása a környező térség alakítására, nincs megfelelő érdekérvényesítési képessége az országos területfejlesztési politikában.

Mindezek egy sajátos következménye, hogy a bányászat és az ipar leépülése után a gazdasági megújulás hiányában hosszú időre konzerválódott egy sajátos településjelleg: a lakókörnyezet- és iparitáj-maradvány egyvelege. Az ipar felszámolását követően nagy kiterjedésű rozsdaövezetek maradtak vissza, ami a kedvezőtlen városszerkezet, a lakóterekbe benyúló ipari területek miatt okoz igen komoly gondokat Mindezek ma még akadályai a városszerkezet modernizálásának és az új városi funkciók kiépítésének. A rozsdaövezet túlsúlya a városon kívül is teher, mert jelenleg nincs igazi gazdája a városi és városkörnyéki ipari tájnak. A városban és környékén egyaránt jelentősek a környezeti problémák, erős a tájdegradáció. A környezetromlás (vízminőség, nehézfém, por), a meddőhányók, felhagyott bányatárók, kőbányák okozta környezeti veszélyek mellett az alapvető nehézséget a felhagyott ipari terek megfelelő felszámolása adja, ez viszont csak az új funkciókkal összefüggő finanszírozással valósulhat meg. Mindezért ma még kihasználatlanok a táji értékek.

A fejlesztéseket több tényező is nehezíti: a városnak – jelentős központ volta ellenére – nincs regionális rangú intézménye, nincs bevonható és potenciálisan erős gazdasági szereplő, hiány van strukturált és jó minőségű idegenforgalmi szálláshelyekből és ma még gyenge a civil szféra érdekérvényesítő képessége. De nehezíti a város helyzetét a központi kormányzat által a vasúti kapcsolatok elsorvasztása is. Mindebből fakad, hogy kevés az anyagi forrás az örökségek fenntartására, és a helyi népesség sem igazán fogja fel, hogy a bányászati és az ipari örökség hasznosítása is kitörési lehetőség lehet.

Sajátos módon mégis mindazok a potenciálok, amelyek a város lehetőségeit adják, elsősorban bányászati és ipari múltjából és az ez által megteremtett központi szerepköréből fakadnak. Az elnvert megyeszékhely-szerep nem csak gazdaságilag tette központtá, hanem szociális, egészségügyi, oktatási és kulturális funkciók vonatkozásában is. De Salgótarján nemcsak megyeszékhely, hanem önálló megyei jogkörű megyei jogú város is, amely tágítja lehetőségeit. Az ipari fejlődés alatt jelentősen koncentrálódó népesség, a megyei szintű intézményrendszer idetelepülése nagyon komoly, és ami igen fontos, hosszabb távra kiépülő alapot adott a város működéséhez és szerepének fenntartásához. Az erős gazdaság korszaka jótékonyan hatott a demográfiai struktúrára, főleg a kor és képzettség szerinti összetételre, a térséghez képest magas szakképzettség szintet hozott létre. A város népességének kormegoszlása első megközelítésben nem mutat túl kedvező tendenciát, mivel – hasonlóan az országos folyamatokhoz – csökken a 15 év alattiak aránya és nő az időskorúaké, de a változás csak az országos átlagnak megfelelő mértékű, nem mutat olyan gyors torzulást, mint egyes központi szerep nélküli volt iparvárosok, vagy elérhető munkahely nélkül maradt volt ipari bejáró foglalkozású falusi térségek. Sokkal kedvezőbb az iskolázottság foka, amely az országos átlagnál jobb képet mutat, részben a gazdasági válság időszakában is megfelelő szinten maradt és működő oktatási struktúrának köszönhetően (elsősorban a korábbi erős gazdaságból jövő szakértelmiségi és szakmunkás generációk igényessége következtében), másrészt a munkanélküliség miatt a városból elköltözők többsége a kevéssé iskolázott korábbi fizikai munkások közül került ki, így az iskolázottság foka relatíve magasabb értékű lett. A városban a legtöbb általános és szinte mindegyik középiskola színvonala jó, és a város egyetlen felsőoktatási intézménye (főiskolája) is hozzájárul az országos viszonylatban jó adatokhoz. Kedvezőtlen azonban, hogy a főiskoláról kikerülő hallgatók speciális végzettségének megfelelő munkahely alig található a városban és környékén. Összességében az adott évtizedek magas születésszámát az elmúlt időszakban más depreszsziós térségekhez képest kevésbé erős népességcsökkenés követte és az elöregedés is kisebb mértékű, mint más hasonló városokban.

A falusi térségeknél magasabb szintű hálózati (helyi közlekedés, összkomfortos lakásállomány) és szociális-egészségügyi-oktatási infrastruktúra pedig komoly népességmegtartó erőt jelent, amellyel a

város vezetése a gazdaság erőteljes leépülése után is jól gazdálkodott, illetve gazdálkodik. Ezt a helyzetet tovább erősíti az a komoly szellemi tőke, amely egy része szintén gazdasági eredetű és nemcsak adott korosztályok szakembereiben, hanem a gazdaság megmaradt részvevőiben, a város gazdaságot "kiszolgáló" szociális, egészségügyi, oktatási és kulturális intézményeiben halmozódott fel. A jól aktivizálható tudásközpontok is jól felhasználható szellemi tökét jelentenek. Salgótarjánban számos oktatási és kulturális intézmény található, közöttük az oktatást illetően 12 általános iskola, 9 középiskola és 1 főiskola. Utóbbi a Budapesti Gazdasági Főiskola Pénzügyi és Számviteli Főiskolai Karának Salgótarjáni Intézete, amelyet 1972-ben alapítottak. A városnak van még két művészeti iskolája is. A kulturális intézmények közül a József Attila Művelődési és Konferencia Központ a legfontosabb, amelyben kiállításokat, előadásokat, komoly- és könnyűzenei hangversenyeket, konferenciákat, egyedi gyerekprogramokat stb. egyaránt rendeznek. A Nógrád megyei Történeti Múzeum állandó és időszaki régészeti, történelmi, képző- és iparművészeti kiállításokat rendez. E múzeumhoz tartozik a Bányászati Kiállítóhely is, amelynek része a volt József-aknában létrehozott föld alatti bányamúzeum. További fontos kulturális intézmények még a Balassi Bálint Megyei Könyvtár és Közművelődési Intézet, valamint a Kohász Művelődési Központ Egyesület. Az egészségügyi intézmények közül legfontosabb 656 ágyas a Szt. Lázár-kórház.

A város és környéke jelentős természeti táj, kultúrtáj és történeti táj. A térség természeti adottságai kedvezők, a változatos középhegységi tájon jelentős az erdősültség, közigazgatási területén pedig fontos természetvédelmi területek, bemutatásra alkalmas földtani és felszínalaktani különlegességek is találhatók (HORVÁTH 1999, DREXLER et al. 2003). Ezek fejlesztése jelentős életminőség-javulást hozhat és komoly turisztikai desztinációként hasznosítható. A jelentős bányászati és ipari múltnak is megvannak a hasznosítható elemei, a város környékén a bányászat felhagyása után is maradtak potenciálok, létezik megmaradt tárgyi infrastruktúra (pl. egykori bányászkolóniák) és nem haltak ki még a bányászhagyományok sem. A Novohrad–Nógrád Geopark (SZARVAS 2009) működési területének csak kis, de fontos része a salgótarjáni bányavidék; a cím elnyerésével megnyíló lehetőségek megvalósítására alakult meg a szakmai szempontokat érvényesítő Nógrádi Geopark Egyesület és a gazdasági tevékenységeket irányító Novohrad–Nógrád Geopark Kft. A térség kutatásában, megismertetésében és értékeinek védelmében óriási szerepet játszik a Bükki Nemzeti Park Igazgatósága (szervezetileg ehhez tartozik a Karancs–Medves Tájvédelmi Körzet) és a Karancs–Medves Természetvédelmi Alapítvány, és ugyanezeket a célokat támogatja a földtudományi természeti értékek megismertetésére megalakult Magyar ProGEO Egyesület is.

A problémák és a potenciálok oldalait mérlegelve az utóbbiakban meg van a lehetőség a válságból való kilábalásra, a problémák nagyobb része rövidebb időtávú, és jól tervezett fejlesztésekkel nagyobb részt fel is oldható. A potenciálok demográfiai, infrastrukturális, tudásközponti, táji és kulturális, valamint hagyományi összetevői jó pilléreket adnak a fejlesztéseknek és a bányászati örökség értékként való hasznosításának, ami, ha megvalósul, akkor a jelenlegi helyzet környezeti és részben gazdasági problémáit is segíthet feloldani. Természetesen ezek sikerét nagyban befolyásolja, hogy miként tudnak élni a különböző külső tényezők lehetőségeivel.

5. A jövő: fejlesztési elképzelések, stratégiák, kitörési lehetőségek

Paradox módon Salgótarján esetében az iparosodás tényezői (térhelyzet, áramlási folyosó – vasút – közút, népességkoncentráció, településsűrűség) lehetnek az ipari korszak utáni kibontakozás bázisai is, csak ezek kihasználása révén válhat finanszírozhatóvá a nehézipari tevékenység következtében sérült természeti-táji-kulturális értékek rekonstruálása és az új szerkezetbe való beépítése. Számos adottsága jelen állapotban ma még egyszerre lehetőség és teher, pl. a központi funkciók, amelyek a megfelelő források nélkül komoly terhet jelentenek, de ugyanakkor nagyon fontosak a város pozíciójának fenntartásában, vagy ilyen kettős állapotú a környezet mai állapota, amelyben igen sok a megoldandó probléma, de a megoldások egyben lehetőséget is adhatnak a hasznosításra (Csüllög –HORVÁTH 2008).

Mind a Salgótarjáni kistérség, mind Salgótarján városa rendelkezik regionális fejlesztési tervvel, amelyek részletes rövid és hosszú távú stratégiákat tartalmaznak. Ezen túl a megye is rendelkezik hasonló tervekkel és stratégiákkal. Léteznek a turizmus fejlesztését és a régió kulturális adottságainak hasznosítását célzó projektek is. Sajnálatosan azonban ezek a tervek vagy egyáltalán nem, vagy csak rendkívül szerény mértékben támaszkodnak a bányászati örökségre (pl. csak utalnak a megmaradt bányászati infrastruktúra egyes elemeire vagy a bányászati hagyományokra). A Salgótarjáni kistérség regionális fejlesztési tervét a 2008–2015 közötti évekre dolgozták ki. Fő célja az ipari szerkezetátalakítás; a bányászat éppen csak megemlítve található benne, egyrészt mint történelmi hagyaték, másrészt – a sikeres pályázatokkal foglalkozó fejezetben – annak kapcsán, hogy a Bükki Nemzeti Park – amelyhez a Karancs–Medves Tájvédelmi Körzet tartozik – elnyert 6 millió forintot az élettelen természeti értékek védelmére; és a turizmussal foglalkozó fejezetben, ahol néhány korábban a bányászati infrastruktúra részét alkotó épületet mint leendő turisztikai központot jelöltek meg. A koncepció fontos része egy Innovációs Konzorcium létrehozatala a térség rehabilitációs projektjeinek kidolgozására és kivitelezésére. Mindazonáltal a szociális problémák megoldásáról és a társadalmi összetartozás megerősítéséről szóló részek felölelik a bányavidékek megújítását is.

Bár nem része ma egyetlen fejlesztési tervnek sem, de hasznosítható ötleteket vet fel a Nógrád Megyei Területfejlesztési Ügynökség Kht. 2006-ban készített tanulmánya a Kelet-nógrádi-medence ipartörténeti emlékeinek hasznosításáról. A tervezetben hét lehetséges hasznosítási projektet dolgoztak ki, ebből öt vonatkozott Salgótarjánra: megfogalmazták a fogaskerekű vasút, a Bányakaszinó helyreállítását és a bányászkolónia épületeinek szálláshellyé alakítását, valamint a Bányamúzeum bővítését. Ezenkívül az ipartörténeti emlékekből az Acélgyári olvasó és Kaszinó helyreállítását és hasznosítását, az Acélgyári út menti épületek rehabilitációját és az üveggyár területén ipartörténeti bemutatóhely kialakítását javasolták. Felvetették egy múltidéző utazás tervét a város kialakulásáról a Zagyvapálfalva alatti vágatban. A megvalósítás irányába azonban kevés lépés történt azóta. A legfontosabb tervezet, amely részletesebben is foglalkozik a korábbi bányák, elsősorban a bazaltbányák kérdésével, a Karancs–Medves Tájvédelmi Körzet kezelési terve. A gond az, hogy a TVK csak a régió egy részét öleli fel, így a terv érthetően nem foglalkozik a térség minden bányájával.

Salgótarján Megyei Jogú Város gazdasági fejlesztési programját a 2007–2018 közötti évekre dolgozták ki. Ez a program keveset foglalkozik a bányászati örökséggel, csak a már létező Bányászati Múzeum van megemlítve az Ipari Örökség Múzeuma tervezett létesítésével kapcsolatban. A 2008-ban elfogadott integrált stratégia Salgótarján városfejlesztésére szintén csekély mértékben foglalkozik a bányák kérdéskörével. 2009-ben Salgótarján Önkormányzatának Közgyűlése elfogadta a salgótarjáni városközpont rehabilitációs tervének akcióprogramját. Ez a terv megemlíti a Bányamúzeumot a kulturális intézmények között. Az önkormányzat részéről azonban már körvonalazódik a bányászati örökség feltámasztásának szükségessége, ebben a vonatkozásban már készült néhány kisebb terv 2008-ban és 2009-ben.

A bányászati örökség, mint hasznosítható adottság lényegében kevés szerepet játszik a létező fejlesztési tervekben. Ugyanakkor megállapítható, hogy vannak olyan civil egyesületek, mint pl. a Karancs–Medves Alapítvány és a Bányász–Kohász Hagyományőrző Egyesület, amelyeknek léteznek törekvései a bányászati örökség megmentésére és hasznosítására, és vannak egyéb tervek is (DREXLER et al. 2003).

A válsághelyzetből való kitörésnek az önkezdeményezés, a térhelyzet, a település- és térszerkezet, valamint a hagyományok oldaláról vannak lehetőségei. Elsősorban olyan új funkciók (logisztikai központ, kooperációs gépipar, turisztikai vonzerő, markánsabb központi szerepkör) teremtésével, amelyeket az alábbiakra lehet alapozni:

- a strukturált népességkoncentráció és a részben kedvező demográfiai szerkezet alapja lehet a humán infrastruktúra fejleszthetésének;

- a megmaradt és csak részben elavult ipari infrastruktúra tervszerű átalakítása és fejlesztése lehetőséget adhat a lakóterektől elkülönülő ipari tér kialakítására;

 - az ismét felértékelődő térhelyzet, amely több egymásra épülő kedvező tényező képez, olyanok mint az országhatár közelsége, ami lehetőséget ad a felélénkülő határ menti kapcsolatok gazdasági hasznosítására;

 - és az ebből adódó tranzithelyzet, amely Lengyelország (Szilézia), valamint Közép- és Kelet-Szlovákia (Besztercebánya, Poprád és Kassa) felől a Balkán és Észak-Itália irányába vezető szállítási útvonal mentén való fekvésből adódik;

- valamint hogy a város egy kisvárosi urbanizációs tengely határ menti kezdőpontja, amely Salgótarjánnal együtt nagyobb, és ezzel kedvezőbb fejlesztési teret jelenthet, mint egy-egy város önállóan.

Mindezek alapján a kialakítandó stratégiáknak elsősorban az alábbi célokra kell koncentrálniuk:

- a népesség – főleg a fiatalok, mint továbbvivők és új funkciót teremtők – megtartása,

- a központi funkciók erősítése;
- az infrastruktúra megújítása;

- a táj rendbetétele és új funkciókkal való hasznosítása;

- a gazdasági és a turisztikai vonzerő növelése.

A folyamat megindításában fontos eszközök lehetnek a programok kidolgozására és megvalósítására alkalmas profilú intézmények, szövetségek, egyesületek, civil szervezetek stb., valamint a marketingbe bevonható hiteles személyek és a szponzorálásra felkérhető gazdasági vállalkozások.

A kilábalást elsősorban azokra az adottságokra érdemes építeni, amelyekkel a város megalkothatja, kihangsúlyozhatja más városétól eltérő vonásait és markánssá teheti megjelenését. Ebből két területet érdemes kiemelni:

a térség bányászati és ipari öröksége, amely jelen van a város múltjában, a város településszerkezetében, gazdasági folyamataiban, infrastruktúrájában, a városi és város környéki tájban, és nem utolsó sorban a hagyományként a város kultúrájában, tehát szinte nincs olyan szeglete, folyamata, összetevője, ahol ma, a konkrét bányászat megszűnte után két évtizeddel ne találkoznánk vele;

a tájjal való szoros kapcsolódás, ami a város másik egyedisége.

Utóbbit illetően elmondható, hogy a táj nem csak természeti szépségében értékes, hanem hasznosítható erőforrásaiban is, aminek következtében az erős antropogén hatások komoly kultúrtájat alakítottak ki. A város sok szállal szövődött bele a tájba mind a településszerkezet, mind a tájhasznosítás oldaláról, és szinte alig van a környező tájnak olyan részlete, ahol ne jelenne meg a városhoz kapcsolódó tájhasználat valamilyen formája. A település nem kiszorította a táji elemeket, hanem összefonódott vele, ebben pedig a bányászatnak, a bányahelyeknek is komoly szerepe volt. Ezért ez a hármasság elválaszthatatlan: város - bánya/ipar - táj. A problémák is közösek. Ez a táj azonban folyamatos változásban van, összefüggésben a társadalom és gazdaság igényei által befolyásolt tájhasznosítás változásával. A tájban keletkező konfliktusok megoldása elmaradt, korábban csak az új folyamatok, az új, főleg gazdasági hasznú tájhasználati formák oldották fel a meglévőket. A megbolygatott táj ellenőrzés nélküli ad hoc alakítása, a rehabilitáció, rekultiváció és revitalizáció sokszor csak konzervál egy korábbi, kedvezőbbnek tűnő állapotot, de nem oldja meg a tájhasználati problémákat. Ezért lehet fontos a konfliktusok megoldásának kényszerét lehetőségként értelmezni és egyensúlyt teremteni a táiban. főként a megfelelő kutatásokra épített tájkezeléssel, aminek a környezet kármentesítése, a környezeti állapot kedvezőbbé tétele mellett fontos eleme lehet a korábbi tájhasználat által kialakított tájelemek, így Salgótarján környékén a bányászati tájelemek új funkciókkal való ellátása és az egyensúlyt fenntartó tájhasználati formák kialakítása.

Egy központi funkciókkal rendelkező városnak szüksége van az önmeghatározásra, amelyet nyilvánvalóan múltjából, adottságaiból, feladataiból, de elsősorban értékeiből kiindulva fogalmaz meg. Természetesen nem kerülhetők meg problémái sem, de ebben a vonatkozásban is mutatnia kell a megoldásra való törekvést és képességet. Az önmeghatározásnak tartalmaznia kell az egyediséget, a más városoktól való – elsősorban pozitív – eltéréseket, amelyekkel karakteresen képviselheti magát a települések közötti kapcsolatrendszerekben, és amelyekkel megjeleníthet egy sajátos profilt a területi politikában mind Magyarországon, mind az Európai Unióban. Salgótarján helyzetének megoldását is elősegítheti, ha a városvezetés és a városi értelmiség úgy tudja kezelni az ipari válság okozta problémákat, hogy megfogalmazza és felvállalja a múltjából adódó értékeket és megtalálja azok felhasználásának hasznosítási módozatait. Salgótarjánnak, mint sok más hasonló városnak, létkérdés az olyan városimage kialakítása, amellyel felkeltheti maga iránt az érdeklődést, vonzó képet jeleníthet meg magáról, főleg ha a városmarketinget megfelelő kínálattal és fogadóképes infrastruktúrával tudja alátámasztani mind a széleskörűen értelmezett gazdasági szereplők, mind az idegenforgalom számára.

Nagy kihívást jelent azonban a városnak és térségének ismertté és népszerűvé tétele, mivel sokakban rögzült a "lepusztult bánya- és iparvidék" arculat, a térségről elég rossz a közvélekedés Magyarországon. Pedig – bár a gazdasági válság hatása meglátszik a városon, nehezíti társadalmának életét, és komoly küzdelemre készteti az önkormányzatot – a valóság mást mutat, a környezet állapota, a város képe sokkal kedvezőbb, mint az ipari korszak évtizedeiben. Éppen ezért kell mind az önkormányzatnak és a helyi szakmai szervezeteknek, mind az országos turisztikai hivataloknak és ügynökségeknek sokkal több erőfeszítést tenni ennek a képnek a megváltoztatására. Magyarország területén igen kevés példa látható arra, hogy a bányászmúlt általában negatívnak tekintett örökségét sikerüljön pozitív, térséget stimuláló arculattá formálni. Salgótarján város és a volt Nógrádi-szénmedence települései – kihasználva többek között a 2010-ben megalakult Novohrad–Nógrád Geoparkban rejlő óriási fejlesztési lehetőségeket – szüksége van arra, hogy egy jól felépített, megfontolt, szakmailag igényes, pénzügyileg megalapozott, a helyi értékekre és a helyi szellemi kapacitásra, messzemenően támaszkodó hosszú távú terv alapján a mai hátrányokat előnnyé fordítsák.

Irodalom

- Csüllög G.–Horváth G. 2008. Települési környezet és térhasználat változás egy korábbi ipari térségben. In: Orosz Z.–Fazekas I. (szerk.): Települési környezet. Debreceni Egyetem, Tájvédelmi és Környezetföldrajzi Tanszék, Debrecen. pp. 153–159.
- Dósa Z.–Józsa S.–Martényi, Á. 2006. Volt egyszer egy... Nógrádi Szénbányák. Bányászati és Kohászati Lapok 139. 3. pp. 15–22.
- Drexler Sz.–Horváth G.–Karancsi Z. 2003. Turizmus, természetvédelem és tájhasznosítás kapcsolata egy nógrádi kistájrészlet példáján. – Földrajzi Közlemények 127. 1–4. pp. 45–61.
- Engelberth I. 2000. Gazdasági válság Nógrád megyében a kilencvenes években. In: A földrajz jövője, a jövő földrajzosai. Debrecen, pp. 285–291.
- Gulyás L. 2005. Két régió Felvidék és Vajdaság sorsa az Osztrák-Magyar Monarchiától napjainkig. Hazai Térségfejlesztő Rt. Budapest, 285 p.
- Horváth G. 1999. Táji értékek a Medves-vidéken. In: Füleky Gy. (szerk.): A táj változásai a Kárpát-medencében. Gödöllő, pp. 13–18.
- Horváth G. 2003. Landscape and human effect: recent changes in the Medves Area, North Hungary. In: Vaishar, A.–Zapletalová, J.–Munzar, J. (szerk.): Regional geography and its applications. Frenštat pod Radhoštěm, pp. 60–65.
- Horváth G. 2005. Problems of the transition in the Medves Area (North Hungary). In: Ilić, M. (szerk.): Problemi regionalnog razvoja Hrvatske i susjednih zemalja/Regional development problems in Croatia and neighbouring countries. Zagreb, pp. 125-133.
- Horváth G.–Munkácsy B.–Pintér Z.–Csiky J.–Karancsi Z.–Prakfalvi P. 1997. A Medves. Földrajzi Értesítő 46. 3– 4. pp. 217–248.
- Karanosi Z.–Mucsi L. 1999. Az emberi tevékenység hatása a Medves-régió területén. Magyar Tudomány 44. 9. pp. 1140-1147.
- Kiss G.–Baráz Cs.–Gaálová, K.–Judik B. (szerk.) 2007. A Karancs–Medves és a Cseres-hegység Tájvédelmi Körzet. Nógrád és Gömör határán. Bükki Nemzeti Park Igazgatóság, Eger. 382 p.
- Szabó M.–Horváth G.–Csüllög G. 2010. Tájhasználat-változások Tájkezelési kényszerek vagy lehetőségek? In: Füleky Gy. (szerk.): A táj változásai a Kárpát-medencében. Tájhasználat és tájátalakulás a 18-20. században. Környezetkímélő Agrokémiáért Alapítvány, Gödöllő. pp. 61–68.

Szarvas I. 2009. The Novohrad–Nógrád Geopark. – http://www.magyartelepulesek.hu/ ipolytarnoc/nngeo.html Szvircsek F. 2000. Bányászkönyv. – Nógrád Megyei Múzeum, Salgótarján. 775 p.

Újharmad- és negyedidőszaki rétegvulkánok eróziós rátái és eróziós mintázata a Középső-Andok Nyugati Kordilleráiban: SRTM DEM-analízis

 $Kar \texttt{A} \texttt{f} \texttt{A} \texttt{r} \texttt{A} \texttt{r} \texttt{I} - \texttt{T} \texttt{E} \texttt{L} \texttt{B} \texttt{I} \texttt{S} \texttt{Z} \texttt{T} \texttt{A} \texttt{M} \texttt{A} \texttt{S}^1 - \texttt{G} \texttt{E} \texttt{R} \texttt{H} \texttt{A} \texttt{R} \texttt{D} \texttt{W} \texttt{O} \texttt{R} \texttt{N} \texttt{E} \texttt{R}^2$

¹Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természetföldrajzi Tanszék, Pázmány s. 1/c, H-1117 Budapest ²Georg-August Universität Göttingen, Abt. Geochemie, Goldschmidtsrasse 1, 37077 Göttingen ^{*}dkarat@ludens.elte.hu

Absztrakt

Munkánkban a száraz/szélsőségesen száraz Középső-Andok Vulkáni Övezetéből a 14°– 27° D-i szélesség között 33 kiválasztott rétegvulkán eróziós rátáit és mintázatát vizsgáltuk morfometriai modellezéssel. Valamennyi vizsgált vulkán a rövid életű, szabályos alakú (szimmetrikus, cirkuláris) andezit rétegvulkán típusába tartozik, koruk 14 millió évtől a jelenkorig terjed. E típus fiatalos eredeti morfológiájából kiindulva – amelyet tanulmányunkban a Parinacota vulkán példáz –, valamint az egyre

jobban lepusztult vulkánokból hiányzó térfogatokat összehasonlítva, a nagy időtávlat segítségével hoszszú távú eróziós rátákat tudtunk számolni. 10-20 m/Ma eróziós ráták jellemzik az. Altiplano-Punafennsíkot. Α legkisebb eróziós rátákat a szélsőségesen száraz Puna-(7-9 fennsíkra kaptuk m/Ma), míg némileg magasabb értékek (13-22 m/Ma) adódtak a valamivel nedvesebb klímáiú dél-perui vulkánokra, jelezve az éghajlat erős befolyását az erózióra. Ezzel ellentétben rövid távon sokkal nagyobb, 112-66 m/Ma eróziós ráták mutathatók ki a legfiatalabb (késő pleisztocén-holocén) tűzhánvók esetében, ezen belül időben csökkenő sorrendben, ami egyértelműen jelzi, hogy a fiatal vulkánok gyorsabban pusztulnak a laza vulkáni anyaggal való borítás és a meredekebb lejtők miatt. Fordított korreláció adódik a lepusztulás mértéke (ami az, erózióval eltávozott térfogat és az eredeti térfo-

gat hányadosa) és a vulkán viszonylagos magassága között. Ez az összefüggés



1. ábra: A Középső-Andok vizsgált rétegvulkánjai. Számozás, mint az 1. táblázatban

független az éghajlattól és az eredeti vulkán tengerszint feletti magasságától. A lepusztulás mértéke a vulkánkor függvényében lehetőséget kínál a "morfometriai kor" (a kialvás óta eltelt idő) számítására is. A módszer csak az Altiplano vulkánjaira, azaz hosszú távon érvényesülő száraz éghajlat esetén használható, de ott jó közelítéssel (~1 Ma). Eredményeink alapján – nem utolsó sorban – az Altiplano-Puna vulkánjainak lepusztulási menetére is javaslattal élünk. E vulkánok felülnézetben jellegzetes "gyopár"-völgymintázatot mutatnak (fent széles, alul elkeskenyedő völgyek), ami az eljegesedésekkor kialakult nagy glaciális völgyekhez kapcsolódik. E mintázat felülírhatta a korábbi vízhálózatot, és az erőteljes erózió révén a máskülönben fokozatosan pusztuló rétegvulkánok hirtelen magasságcsökkenését okozhatta.

1. Bevezetés

A Középső-Andok újharmad-negyed-időszaki vulkánjai sok kevéssé ismert, nehezen megközelíthető tűzhányót foglalnak magukba, amelyek közül többnek a magassága jóval 5000 m felett van (egyebek mellett a Föld legmagasabb, 6500 m-t meghaladó vulkánjai is itt találhatók). Az eddigi kutatások elsősorban a negyedidőszaki és recens vulkánokra összpontosítottak (pl. Parinacota, Lascar, Ubinas, El Misti, San Pedro-San Pablo, stb.). Hozzájuk képest a kialudt vulkánok többsége rosszul ismert, gyakorlatilag alig áll rendelkezésre róluk több információ, mint de SILVA és FRANCIS (1991) általános megállapítása: "A Középső-Andok LANDSAT-műholdképein bőven 1000 feletti számban találunk olyan domborzati formákat, amelyeknek a morfológiája egykori vulkánt jelez"; (...) "a térségben jellemző lassú erózió alapján sok ezek közül akár 5-10 millió éves is lehet".

A különösen épen megőrzött vulkánok nagy számára – mindenekelőtt az Altiplano-Puna-fennsíkon (DAVIDSON és DE SILVA, 2000)– az igen régóta (~15 Ma) uralkodó száraz éghajlat ad magyarázatot (ALPERS és BRIMHALL, 1988; HARTLEY, 2003; EHLERS és POULSEN, 2009; GARREAUD et al., 2010). A szokatlan éghajlati körülmények rendkívül kicsi eróziós rátákat eredményeznek, aminek következtében még akár 14 millió éves vulkánok is viszonylag könnyen felismerhetők. Az általános száraz éghajlaton belül (ugyanilyen időtávlatban) szabályos, délről észak felé történő csapadéknövekedés mutatható ki az Andok orogén övének nyugati peremén – a szélsőségesen száraz Puna-fennsíktól a száraz Altiplanón át a kissé nedvesebb Dél-Peruig (PLACZEK et al., 2006), ezen belül helyi jelentőségű klímaingadozások-kal. Végső soron elmondható, hogy az elmúlt ~15 millió évben folyamatosan száraz éghajlattal jellemzett terület kivételes alkalmat nyújt a hosszú távú eróziós ráták mennyiségi vizsgálatára.

Munkánk az SRTM topográfiai adatbázison alapul, amely 90 m felbontású DEM-et tesz ingyen hozzáférhetővé a Föld felszínének java részére (RABUS et al., 2003; BERRY et al., 2007; FARR et al., 2007). E felbontás elegendő a nagy rétegvulkánok morfológiai vizsgálatához (KARÁTSON és TIMÁR, 2005; WRIGHT et al., 2006; KERVYN et al., 2008; GROSSE et al., 2009; KARÁTSON et al., 2010a). Újabban elérhetővé vált a szintén globális ASTER DEM is 30 m-es cellamérettel (Hayakawa et al., 2008), ám ez számos zavaró adatot tartalmaz, és magasság szempontjából sem pontosabb (pl. BOLCH et al., 2005; CRIPPEN et al., 2007; HUGGEL et al., 2008; HIRT et al., 2010).

Tanulmányunkban – morfometriai megközelítéssel – a Középső-Andok rétegvulkánjainak (1. ábra) lepusztulását vizsgáljuk. A hosszú távú erózió mennyiségi elemzéséhez (1) különböző korú és eltérő lepusztultsági fokú vulkánokat kell kiválasztanunk, emellett a megbízható összevetéshez (2) egységes kiindulási vulkánalakra van szükségünk. Csakhogy a Középső-Andokban többféle vulkántípus létezik igen változatos morfológiával: lávadóm-együttesek, monogenetikus központok, pajzsvulkánok, összetett dóm-kúp-együttesek stb. (pl. DE SILVA és FRANCIS, 1991; GROSSE et al., 2009). Mégis, igen sok vulkáni felépítmény egyszerű, szabályos vulkáni kúp alakú: építőanyaguk jellemzően bázisos andezit, amely jelentős hányadban lávafolyásokat alkot. Mi több, nemcsak nagyon szabályos alakjukkal, de rövid életidejükkel (<100-200 ka [ezer év]) is markáns csoportot alkotnak (példákért és szakirodalmi forrásokért lásd THOURET et al., 2001; HORA et al., 2007). A Középső-Andokban e bázisos andezit alkotta vulkánok általában nagyobb területen, egyidős vulkánok halmazaként jelennek meg (WÖRNER et al., 2000). A Középső-Andok e tűzhányóinak kőzettani és vulkanológiai hasonlóságát már számos tanulmány kimutatta (DE SILVA és FRANCIS, 1991; DAVIDSON és DE SILVA, 2000; TRUMBULL et al., 2006). Ezek SiO₂-tartalma jellemzően az 55-60 % közötti tartományban mozog, ami uralkodóan kúpépítő andezitláva-folyásokat jelent. E vulkáncsoportban a bonyolultabb, fejlettebb kőzettani összetétel ritka és csak kis térfogatot képvisel (pl. dácit-riodácit dómok, dóm-csoportok és ezekhez kapcsolódó piroklasztitok). Azok az Andok-beli tűzhányók, amelyek jelentősen eltérnek az egyszerű rétegvulkán-típustól, egyszersmind nagyobb kőzettani változatosságot és hosszabb életidőt mutatnak. Ily módon – a vulkánok kiválasztásában az egyszerű rétegvulkánokra szorítkozva – sikeresen "megszabadulhatunk" a kőzettani tényezőtől, ami az eróziós rátát és mintázatot befolyásolná.

A kiválasztott 33 rétegvulkán (1. táblázat) Dél-Perutól Bolívián át Észak-Chiléig / Északnyugat-Argentínáig, a 14° D, 64° Ny és a 27° D, 74° Ny koordináták alkotta négyszögben helyezkedik el. A kiválasztás során az egyszerű, szimmetrikus kúpalak mellett a viszonylag sík aljzaton való településre is tekintettel voltunk, valamint arra, hogy a vulkán ne legyen átfedésben más vulkáni felépítménnyel. Vulkán-adatbázisunk a fiatal, éptől az idős, különböző mértékben lepusztult és felszabdalt kúpokig igen eltérő példákat foglal magában, amelyeknek azonban a hosszú távú erózió ellenére egytől-egyig jól felismerhető, egyszerű, szabályos alakjuk van.

Vulkánválogatásunk 11 K/Ar- vagy Ar/Ar-koradattal rendelkező példát is tartalmaz. A legidősebb tűzhányó középső-miocén, de a korok széles skálája figyelhető meg a pliocénen át a negyedidőszak végéig, lehetővé téve, hogy általános következtetéseket vonjunk le az időarányos lepusztulásra. Ugyanakkor a vulkánok többsége csak egy koradattal rendelkezk, ami megkérdőjelezi, hogy honnan számítsuk a kialvását, így az erózió kezdetét. Azonban, ahogy említettük, a kiválogatott rétegvulkánok viszonylag rövid kúpépítő időszakok során épülhettek fel (DAVIDSON és DE SILVA, 2000). Habár ezen időszakok közben is végbemehetett és bizonyosan végbe is ment komolyabb erózió, sőt a kúp részleges vagy teljes összeomlása, a legvégül létrejövő, majd kialvó kúp alakját ez nem feltétlenül érintette – például a tökéletesen szabályos Parinacota vulkán teljesen "újjáépült" egy 15-20 ezer évvel ezelőtti hegycsuszamlást követően (HORA et al., 2007).

Mivel az erózió időtartama (vizsgált vulkánjaink esetében jellemzően több millió év) egy vagy két nagyságrenddel hosszabb, mint a vulkánok életideje, és mivel a kiválasztott tűzhányók morfológiája, szerkezeti és jó közelítéssel kőzettani viszonyai is igen hasonlóak, minden esetben a Parinacotáéhoz hasonló rövid felépülési időt valószínűsítünk. Olyannyira, hogy véleményünk szerint akár valóban egyetlen radiometrikus koradat is támpontot adhat az erózió kezdetére (különösen az idősebb vulkánoknál).

Ismételten hangsúlyozzuk, hogy a vulkán életideje alatt zajló erózió igen jelentős, a növekedéssel sokszor összemérhető. Azonban a végső kúpforma elnyeréséig a felépülés üteme nyilvánvalóan meghaladja a lepusztulásét. Munkánkban a vulkán kialvása jelenti a "null-időpontot", amikortól a hosszú távú eróziót számítjuk.

Alábbiakban a tanlmányozott területre és annak vulkánjaira vonatkozó alapvető információkat foglaljuk össze, majd a módszertani részletek következnek. Ezután a kapott eredményekre és azok kiértékelésére kerül sor: elsődlegesen a vulkánok morfometriai jellemzői, eróziós rátái, eróziós mintázata és az éghajlat közötti mennyiségi összefüggésekre koncentrálunk.

						Γ				Π	Т		Τ				Т	Т		Τ		Π			Π		Π	Т	Π	Τ		Т				П	Γ
	Diff. from K/AI	Ma		-0.2	0.2		1.1		0.0						-2.2			0.3	-7.0	2												4.9		2.4			
ating	"Erosi- onal" age	Ма		-0.1	0.4	1.4	1.6	1.9	3.2	3.4	3.7	4.0	4.1	0.4	5.1	5.4	6.2	G./	7.6	2.9	8.1	8.3	8.7	8.8	9.6	9.8	9.9	10.2	10.8	11.1	11.7	14.1	14.3	16.8			
D	K/Ar age	Ma	290 ka*	~0.1**	0.13±0.04 1		0.489±0.015 2		3.23 ± 0.5^{3}						7.3±0.7			2 2+0.09 ⁵	14 6+0 6 ⁶	0.0-0-1-							10.4±0.77					9.2±0.5 %		14.35±0.7 9			
	Erosion Rate	m/Ma		93.6	112.3		66.1		24.6						8.7			9.2	71								11.1					21.6		13.1	7.1	112.3	36.8
ulation	Surface lowering	Е		6	15	35	32	35	80	40	44	28	70	4C	64	80	6/	66	104	118	75	89	113	91	108	105	116	129	118	160	117	199	172	188	6	199	89
sion calcu	Denud. ratio error	%		0.6	0.9	1.4	1.7	1.8	2.1	2.7	2.9	2.7	2.9	0.0	3.2	3.3	3.5	5.1	3.8	4.1	6.6	5.3	4.1	7.0	6.0	5.8	5.6	5.8	5.7	5.3	8.5	5.9	6.9	8.1	0.6	8.5	4.3
Eros	Denu- dation ratio	%	0	2.8	3.9	6.9	7.3	8.1	11.7	12.4	13.2	14	14.1	1.61	16.9	17.7	202	23.5	23.7	24.7	25.3	25.8	26.9	27.1	29.2	29.8	30	30.9	32.6	33.5	35	41.6	42.1	49	3.9	49.0	21.8
	Ero- sion	km3	0	1.8	3.6	17.6	4.2	3.8	29	17.2	11.7	11.8	12.5	0.7	6.8	8.3	8.3	27.7	53	31.1	6	9.6	11.7	10.5	25.5	19.4	16.5	47.7	10.8	25.5	15.7	9	27.1	64.3	3.6	122.6	19.8
	Present volume	km3	40.6	61.6	88.7	237.7	53.1	43.4	219.1	121.4	77.4	72.7	76.4	00	33.3	38.7	33.3	38.9	77.5	95	26.4	27.7	31.8	28.3	61.7	45.7	38.5	106.8	22.3	50.6	29.2	172.2	37.3	67	22.3	237.7	69.1
	Recon- structed volume	km3	40.6	63.4	92.3	255.3	57.3	47.2	248.1	138.6	89.1	84.6	88.9	42.1	40.1	47.1	41.6	50.9	100 5	126.1	35.4	37.4	43.5	38.9	87.2	65.2	55	154.5	33	76.1	44.9	294.9	64.5	131.3	33	294.9	88.9
try	H/basal dia- meter		0.12	0.13	0.12	0.10	0.14	0.15	0.07	0.05	0.06	0.10	0.11	0.12	0.13	0.11	0.08	0.04	0.07	0.06	0.07	0.09	0.07	0.08	0.06	0.07	0.07	0.06	0.08	0.07	0.06	0.04	0.04	0.04	0.04	0.15	0.08
Morphome	Area	km2	170.6	192.4	246.6	496.8	129.9	109.4	364.4	433.2	268.4	203.3	179.7	20.02	106.7	103.9	105	417.1	221.8	263.5	119.6	107.9	103.9	115.9	235.6	184.1	142.4	368.8	91.7	159.8	134.1	616.8	157.2	341.6	91.7	616.8	217.7
	Edifice height (H)	m a. base	1768	1964	2051	2497	1853	1747	1538	1199	1187	1603	1658	0+01	1462	1316	923	955	1179	1075	912	1026	815	927	967	1122	896	1349	822	1065	769	1076	599	743	599	2497	1224
	Base level	m a.s.l.	4560	4100	3800	4050	4100	3900	4000	3900	3700	3700	3700	0200	3800	3720	4000	3/00	3800	4100	4100	3730	4200	4230	4100	4200	4100	4200	4250	4340	4230	4000	4000	4400	3700	4400	3991
	Summit elevation	m a.s.l.	6328	6064	5851	6547	5953	5647	5538	5099	4887	5303	5358	0000	5262	5036	4923	4795	4972	5175	5012	4756	5015	5157	5067	5322	4996	5549	5072	5405	4999	5076	4599	5143	4599	6547	5215
	Country		Chile	Argen- tina	Chile/ Bolivia	Bolivia	Chile	Chile/ Bolivia	Peru	Chile	Bolivia	Bolivia	Bolivia	Argen-	tina	Bolivia	Peru	Peru	Chile	Chile	Peru	Bolivia	Peru	Peru	Bolivia	Chile	Chile	Bolivia	Peru	Peru	Bolivia	Peru	Peru	Peru			
	Long.		-69.15	-67.79	-68.17	-68.88	-69.77	-68.18	-70.47	-68.53	-68.30	-67.63	-68.12	/0.00-	-64.10	-68.03	-69.66	-69.15	02 69-	-69.62	77.69-	-68.30	-69.83	-69.72	-69.37	-69.50	-69.23	-68.90	-69.68	-69.68	-68.98	-73.78	-74.02	-73.72			
<i>folcano</i>	Lat.		-18.17	-24.29	-21.30	-18.10	-17.72	-21.60	-17.08	-18.23	-19.32	-19.83	-20.65	00.81-	-24.19	-19.62	-16.80	-16.35	00 22-	-17.75	-16.88	-18.80	-16.65	-17.22	-17.35	-17.85	-18.78	-17.93	-17.15	-17.52	-17.87	-14.32	-14.40	-14.73			
1	Name		Parinacota	C. Aracar (Puna)	Ollaqüe	N. Sajama	Tacora	C. Araral	N. Chuquiananta	C. Asuasuni	C. Vila Pucarani	C. Tunupa	C. Caltama	C. Cariquilla	C. Tul-tul (Puna)	C. Ulla Ulla C. San F.	Pachapaque	C. Incacamachi C. Jania	C. Maricunga	G. Caracani	C. San F. Orcorara	C. Pacha Kollu	C. San F. Patakena	C. Chila	C. Cirque	C. Lquilla (Cosapilla)	C. Anocarire	C. Anallajsi	C. Sarani	C. Pico	C. Sunicagua C. Ccarhuaraso	(Peru)	C. Huicso (Peru)	C. Jatunpunco (Peru)	Min	Max	Average
			+	2	e	4	5	9	7	80	6	우	÷ ;	2	13	14	12	10	÷ 4	6	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33			_

"last eruption 290 ka ago (Hora et al. 2007); "*possible age based on Bull. Global Volcanism Network report 04/1993 BGVN 18:04 1,2 - Wörner et al (2000); 3,5 - Kaneoka and Guevara (1984); 4 - Vandervoort et al. (1995); 6 - McKee et al. (1994); 7 - Charrier et al. (2004); 8, 9 - Bellon and Lefèvre (1977)

 1. táblázat: A Középső-Andok vizsgált vulkánjainak földrajzi, morfometriai, volumetriai és kronológiai jellemzői. Félkövérrel a lepusztulás mértéke és az eróziós ráta. C = Cerro, N = Nevado.

2. Földrajzi-földtani háttér és geomorfológiai-klimatikus fejlődésmenet

2.1 Földrajzi fekvés

A vizsgált vulkánok a Középső-Andok központi övezetébe (CVZ, Central Volcanic Zone) tartoznak a déli szélesség 14°-29°-a között. A vulkáni övezet a Nazca-lemez alábukása nyomán jött létre (Stern, 2004). Ma a CVZ aktív vulkáni íve az Andok Nyugati-Kordilleráiban húzódik, de az idősebb, miocén-negyedidőszaki vulkanizmus nagyobb, K-Ny kiterjedésű területet foglal el, főként a terület középső részén (bolíviai Altiplano). Mindebben az ív vándorlása, az alábukás változó szöge játssza a fő szerepet (ISACKS, 1988; MATTEINI et al., 2002; STERN, 2004; MAMANI et al., 2010).

A 33 vizsgált tűzhányó az Altiplano-Puna-fennsíkon és annak környékén található. Közülük 27 (a 16° és 22° D-i szélesség között) a 3800-4000 m magas Altiplanóból emelkedik ki. 3 vulkán északon, Peru Aycucho tartományában, a 14° táján van, míg további 3 a Puna-fennsíkon, a 24°-27° között, mindkét esetben szintén \geq 4000 magasságban. Ennek következtében, bár a tűzhányók magassága elérheti a 6500 m-t (a szélsőértékek tszf. 4776 és 6547 m), a vulkáni felépítmények viszonylagos magassága az alapzattól a csúcsig csak 600 és 2500 m között mozog, a többség esetében (a 33-ból 20) 1000 és 2000 m között (*1. táblázat*).

2.2. Az Altiplano-Puna-fennsík kialakulása és paleoklimatológiája

Minthogy az Altiplano-Puna szélsőségesen száraz éghajlata tanulmányunk alapvető szempontja, fontos, hogy – ha röviden is – összefoglaljuk a térség legfőbb geológiai jellemvonásait és létrejöttének, sajátos felföld helyzetének éghajlati következményeit. A kiemelkedés és a fennsík kialakulása a Középső-Andok tektonikus térrövidüléséhez kapcsolódik, amely 25 millió évvel ezelőttre nyúlik vissza (bővebb szakirodalom in: ALLMENDINGER et al., 2007, és GREGORY-WODZICKI, 2000). A folytatódó rövidülés eleinte a Keleti-Kordillerákat érte, majd a késő miocéntól (kb. 10 Ma) a felföld egésze fokozatos kiemelkedésnek indult. Utóbbi időszakban további 2-3 km magasságnövekedésre került sor, ami végső soron az Altiplano mai magasságához és ezzel együtt a nyugati lejtőkön mély kanyonvölgyek (quebrada) bevágódásához vezetett (WöRNER et al., 2000; SCHILDGEN et al., 2007, 2009a,b, 2010; THOURET et al., 2007; EHLERS és POULSEN, 2009). A tektonikus tényezők mellett – sajátos módon – a száraz éghajlat és a peru-chilei óceáni áramlási rendszer lehűlése is hozzájárulhatott az orogenetikus kéregvastagodáshoz, oly módon, hogy csökkentették a mélytengeri árokba behordódó törmelékanyag mennyiségét, ezáltal a szubdukció során a súrlódó lemezek közt fellépő nyíróerőket (HARTLEY, 2003; LAMB és DAVIS, 2003; GARCIA-CASTELLANOS, 2007).

Az emelkedés ugyanakkor fokozta az Andok esőleárnyékoló hatását (kelet felől) és megváltoztatta a légkörzés korábbi rendjét is – az éghajlat fokozódó szárazodását, 10-15 millió éve végeredményben szélsőségesen száraz (hiperarid) klímát eredményezve (EHLERS és POULSEN, 2009). E szárazodás tehát az Altiplano-Puna emelkedésével egy időben ment végbe, és ≥10 Ma korú fosszilis felszínek jelzik a Nyugat-Andesi Letörésénél (Western Andean Escarpment, WARP: WÖRNER et al., 2000, 2002; DUNAI et al., 2005). Az ariditás K felé, az Atacama-sivatagtól a Keleti-Kordillerák irányába enyhén, fokozato-san csökken, az orogén öv K-i peremén viszont nedves éghajlat alakult ki, hiszen a vonulatok itt meg-csapolják az Amazóniából, illetve az Atlanti-óceán felől érkező nedves légtömegeket (pl. STRECKER et al., 2007; EHLERS és POULSEN, 2009).

A negyedidőszakban a Nyugati-Kordillerákban és az Altiplanón alkalmanként hidegebb, nedvesebb éghajlat is teret hódított, >4200–4700 m magasságban kisebb területeken eljegesedést (CLAYTON és CLAPPERTON, 2007) és nagyobb, azóta már megszűnt tavak kialakulását okozva (PLACZEK et al., 2006, 2007). E tekintetben azonban – minthogy az erózió térbeli mintázatát és rátáit több mint 1000 km hosz-szúságban és 14 Ma időintervallumban elemezzük – az alapvető, meghatározó éghajlati jellemvonás a középső-miocén óta nagyjából változatlan ariditás, annak ellenére, hogy kisebb klímaingadozások lehettek. Eme alapvetést számos bizonyíték támasztja alá (pl. HORTON, 1999; HOKE és GARZIONE, 2008).

A késő miocén óta szélsőségesen alacsony (<1-10 m/Ma) eróziós ráták határozzák meg a Parti Kordillerákat (DUNAI et al., 2005; KOBER et al., 2007). A Nyugati-Kordillerák felé a ráták fokozatosan >10 m/Ma fölé emelkednek kozmogén izotópos módszer (KOBER et al., 2007) és vízgyűjtőanalízis (RIQUELME et al., 2008) alapján. A kis eróziós ráták, a területen megfigyelhető endorheizmus és a gyengén fejlett vízhálózat alig felszabdalt, kis viszonylagos szintkülönbségű paleofelszínek kialakulását eredményezte, főként a fennsík Ny-i részén (WÖRNER et al., 2000; HARTLEY és CHONG, 2002; HARTLEY, 2003; DUNAI et al., 2005; ALONSO et al., 2006; STRECKER et al., 2007).

Az Andok Ny-i peremén az Arica városról elnevezett kanyartól (Arica Bend, 18° É-i szélesség) észak felé a csapadék növekedése figyelhető meg (HORTON, 1999; KLEIN et al., 1999; PLACZEK et al., 2006). Arica térsége tehát határvonalat képez a kis eróziós rátákkal jellemzett Altiplano-Puna-fennsík és a nagyobb erózió szabdalta Dél-perui Kordillerák között (HORTON, 1999). Észak felé a folyóvízi erózió elsősorban koncentráltan, nagyobb folyóvölgyekben fejti ki hatását, ezek helyenként a Föld legmélyebb kanyonvölgyeit (quebradák) vésték ki az elmúlt 10 Ma alatt (THOURET et al., 2007).

Összefoglalva, a munkánkban vizsgált tűzhányók 0–14 Ma kora jól reprezentálja a Középső-Andok Nyi-i részén ezen időszakban uralkodott száraz-szélsőségesen száraz éghajlatot; mi több, változatos földrajzi elhelyezkedésük a hiperarid Puna-fennsíktól a kevésbé száraz Dél-Peruig (14°–27° D) lehetővé teszi az erózió mennyiségi értékelését az idő és az eltérő csapadékviszonyok függvényében.

3. Módszertan

Módszerünk alapját az a feltételezés képezi, hogy a kiválasztott, hasonló típusba sorolt rétegvulkánok jelenlegi morfológiája nyomokban még őrzi az eredeti vulkáni építmény formáit, elsősorban az egykori lejtők középső és alsó részein. Azon vulkánok esetében, ahol a középső és alsó lejtőkre illesztett "ideális rétegvulkán" forma jól illeszkedik, joggal feltételezhetjük, hogy az eredeti tűzhányó egy egyszerű rétegvulkán volt.

Az alacsony eróziós ráták és a völgyekben összpontosuló lepusztulás miatt még a meglehetősen idős és csonka középső-andesi tűzhányókon (pl. Cerro Anallajsi, Anocarire, Asuasuni, Chuquiananta, Huicso, Tunupa) is jellegzetes, háromszög formájú, "érintetlen" lejtők, ún. planézek ismerhetők fel. Ezek az eredeti felszín maradványai, amelyek alapján geometriailag rekonstruálható az eredeti, szabályos rétegvulkáni forma (4-5. ábra), lehetővé téve a lepusztult térfogat, illetve az eróziós ráta kiszámítását.

A számításokhoz az SRTM digitális terepmodellt használtuk. A módszertani lépések az alábbiak voltak.

3.1. Az ideális eredeti kúpfelszín illesztése a jelenlegi domborzathoz

A vizsgálatra kiválasztott vulkánok kőzettani és vulkanológiai hasonlósága alapján feltételezzük, hogy az eredeti kúp morfológia is hasonló lehetett. A térség egyszerű rétegvulkánjaira jellemző "ideális" forma számszerű definíciójához a vizsgált terület legszabályosabb, legszimmetrikusabb, legkevésbé lepusztult, legfiatalabb tűzhányóját választottuk, a Parinacotát (*2a. ábra*). E rétegvulkán fejlődéstörténete jól ismert (WÖRNER et al., 1988, 2000; CLAVERO et al., 2004; HORA et al., 2007). A Parinacota 150 ezer éves, de a szabályos kúp csak az utolsó 50 ezer évben alakult ki a korábbi, idősebb lávadómokra és lávafolyásokra épülve. Rendkívül szabályos kúp alakja miatt jó kiindulást jelent az idősebb, de egykor szintén szabályos kúp alakúnak vélt vulkánok eredeti alakjának rekonstrukciójához és az erózió számításához. Itt jegyezzük meg, hogy számításaink során a szabálytalan alakú tűzhányókat, mint például a lávadóm-együtteseket (pl. Taapaca: WÖRNER et al. 2000, CLAVERO et al. 2004) vagy a hosszabb, bonyolultabb fejlődéstörténetű vulkánokat (pl. Aucanquilcha: KLEMETTI és GRUNDER, 2008) nem vettük figyelembe, ugyanakkor a munkánk eredményeképpen meghatározott eróziós ráták elvben azokra is kiterjeszthetők.



2. ábra: A Parinacota vonatkoztatási szelvényének meghatározása.
A: 3Dkép az SRTM alapján. B: Sugárirányú szelvények a középponttól a vulkánlábáig.
C: A sugárirányú szelvények statisztikai elemzése.

Egy vulkáni kúp (pl. Parinacota, 2a. ábra) körkörös szimmetriáját statisztikailag úgy tudjuk kiértékelni, hogy az egyes pixelek magassági adatát a középponttól való távolság függvényében ábrázoljuk (2b. ábra). A kúp középpontját oly módon határozzuk meg, hogy a vulkán közepét tartalmazó szintvonalak geometriai súlypontjának átlagát vesszük. A kúp középpontjától mért távolság függvényében ábrázolt magassági adatoknak az átlagtól való eltérését valamilyen kiemelkedő vulkáni felszínforma (pl. vastagabb lávafolyás, parazitakúp) vagy eróziós forma (pl. völgy, csuszamlás) okozhatja. A 2b. ábrán látható pontfelhő egyszerűsítése érdekében kiszámítottuk a magassági eloszlás kvartilis értékeit minden 50 m széles körgyűrűre (2c. ábra). Az ábrán jól látszik, hogy az interkvartilis terjedelem jóval kisebb, mint a teljes terjedelem, így az ideális kúpalak kinyerése érdekében célszerű az esetlegesen jelentkező pozitív felszínformákat eltávolítani a vulkán általánosított alakjáról. Ugyanakkor a lepusztulás előtti felszín minél teljesebb rekonstrukciója érdekében célszerű a vulkánalak felső burkolóját választani. Ezen megfontolások alapján a felső kvartilis görbét választottuk, mint ami legjobban jellemzi a Parinacota általános alakját (2c. ábra). Majd ezt a görbét 3 részre osztottuk és regresszióanalízis segítségével függvényeket illesztettünk rájuk: 1) a csúcsrégiót (a kráter szintjét) konstans magasság, 2) a kúpalak felső részét lineáris függvény (azaz konstans lejtőszög), végül 3) az alsó részét hatványfüggvény (csökkenő lejtőszög a hegyláb felé) írja le legjobban. Mind a 2., mind a 3. résznél nagyon magas r^2 -értékeket kaptunk (2c. ábra), ami bizonyítja, hogy ezek a függvények jól jellemzik a vulkán alakját, és a későbbi számításoknál indokolt ezen függvények használata.



3. ábra: Példa a vizsgált rétegvulkánok lehatárolására lejtőszög alapján: Volcán Japia.

Természetesen, hogy meggyőződjünk az ily módon származtatott szabályos alak ideális voltáról, azt más aktív vulkánon is célszerű tesztelni. A Parinacotát éppen ezért összehasonlítottuk a szintén nagyon szabályos és kevéssé erodált Cotopaxi (Ecuador) vulkánnal (GARRISON et al., 2006; HALL és MOTHES, 2008; lásd 3.3. alfejezet).

Az ideális kúpalak levezetése után a munkánk során alkalmazott vulkánrekonstrukciós módszerünk 5 lépésből áll:

 lépés: A vulkáni kúp lepusztulása során körülötte kialakult, kúplábi törmelékpalást lehatárolása. A tanulmányozott vulkánok többségén jellegzetes lejtőkategóriák figyelhetők meg (3. ábra): a kúp (7-30°), a palást (1-7°) és a környező lapos térszín (0-1°) jól elkülönül egymástól.

2. lépés: A kúp középpontjának meghatározása. Ez hasonló módszerrel történt, mint a Parinacota esetében, azaz meghatároztuk a zárt szintvonalak geometriai súlypontjainak átlagát. Mivel azonban az idősebb vulkánok gyakran erősen lepusztult formákat mutatnak, ezért csak azokat a szintvonalakat vettük figyelembe, amelyek a vulkán teljes középső részét körbeölelik (tehát az oldalgerinceken ülő, kisebb, zárt szintvonalakat kiiktattuk). Tapasztalataink szerint a szintvonalak geometriai középpontjai általában meglehetősen közel esnek egymáshoz, ami a megközelítésünk helyességét alátámasztja.

3. lépés: Az eredeti kúpalak rekonstrukciója. Minden egyes pixel magasságát ábrázoltuk a középponttól való távolság függvényében, és a Parinacotához hasonlóan az egyes távolsági osztályokra kiszámoltuk a kvartilis értékeket. Ezután az ideális Parinacota-profilt ráillesztettük az adott vulkán felsőkvartilis görbéjére (*4. ábra*). Ehhez először meghatároztuk azt a szakaszt, amelyen az adott vulkánhoz tartozó felső-kvartilis görbe nagy hasonlóságot mutat a Parinacota alakjával, ami azt jelenti, hogy a lepusztult vulkán gerincmagassága még jól őrzi az eredeti kúpalakot. Ez a szakasz (melyet R_1 és R_2 távolságok határolnak a *4. ábrán*) általában a vulkán középső/alsó részén figyelhető meg. Ezután a viszonyításként használt Parinacota-profilt (P_i) eltoltuk X értékkel oly módon, hogy az eltolt Parinacota-profil és az adott vulkán profilja közötti eltérés a meghatározott szakaszon minimális legyen. Az eltérés minimalizálására a legkisebb négyzetek módszerét használtuk, azaz:

(1)
$$\sum_{i=R_1}^{R_2} (P_i + X - Q_{3,i})^2$$

minimumát kerestük. Ennek a feltételnek *X* akkor felel meg, ha ez éppen a két görbe közti eltérés átlaga, azaz:

(2)
$$X = -\frac{\sum_{i=R_1}^{R_2} (P_i - Q_{3,i})}{n}$$

, ahol n az R_1 és R_2 közötti egységek száma.

Természetesen előfordult olyan eset is, hogy a Parinacota-profil nem illeszthető rá az adott vulkán görbéjére. A lejtésben megmutatkozó eltérésnek oka lehet a kőzettani különbség, a más jellegű vulkáni működés, a lepusztulásbeli különbségek, vagy az összetettebb domborzati alap (ami megelőzte a vulkán létrejöttét). A "szabálytalanabb" vulkánokat többnyire már előre kizártuk, de akadt néhány, amit az elemzésnek ezen pontján kellett kizárni.



4. ábra: A Parinacota-szelvény illesztése a vizsgált, erodáltabb vulkánok szelvényéhez. A: Szelvényillesztás minimalizálása a legkisebb négyzetek elve alapján. Példák kevéssé (B) és erősen (C) lepusztult vulkánra.

4. lépés: Az eredeti kúp DTM-jének létrehozása. A vulkán középső részén a pixelek értékét a feltételezett "paleo" értékre változtattuk, amit a középponttól való távolság és az illesztett görbe alapján határoztunk meg. Azokon a pontokon, ahol a jelenlegi magasság nagyobb volt, mint a görbe alapján számított, ott meghagytuk a jelenlegi értéket (ezek olyan, környezetükből kiemelkedő felszínformák, amelyek kis számban előfordulnak a legtöbb vulkánon és az eredeti felszín részei lehettek). Ily módon megkaptuk a lepusztulás előtti vulkáni kúp DTM-jét (*5. ábra*). **5. lépés**: Az alapszint meghatározása. Az alapszint nagyon fontos a számítások szempontjából, ezt a törmelékpalást körvonalának átlagos magasságaként definiáltuk. Az adatok bizonytalanságából eredő hibák értékelését a 3.3. alfejezetben mutatjuk be.



5. ábra: Rekonstruált rétegvulkánok az alkalmazott módszer alapján

3.2. A térfogat- és eróziószámítás módszere

A térfogatszámításoknál a szokásos GIS módszereket használtuk. Egy vulkán paleo-térfogatát (1) az eredeti felszín és az alapszint közti térfogatként határoztuk meg. A jelenlegi térfogat (2) a jelenlegi felszín és az alapszint közti térfogat. Az erodált térfogat (3) egyenlő (1) és (2) különbségével. A lepusztulási arányszám (4) a (3) és (1) hányadosa. A felszín alacsonyodása (5) az erodált térfogat (3) és a terület hányadosa, így ez a mutató az átlagos felszínalacsonyodást jelzi a vulkán teljes területére vonatkozóan, nem pedig egy kiválasztott pontra vonatkozó érték. Az eróziós ráta (6) a felszínalacsonyodás és a vulkán korának hányadosa, ezt a koradattal rendelkező vulkánokra tudtuk meghatározni.

3.3. Hibaértékelés

A fent ismertetett vulkánrekonstrukciós módszerrel kapcsolatban négyféle hibaforrást vizsgáltunk meg.

Az első ezek közül, hogy mekkora az SRTM adatbázis pontatlanságából származó térfogatszámítási hiba. Erről könnyen belátható, hogy elhanyagolható mértékű, ami alapvetően annak köszönhető, hogy egy rétegvulkán léptékében a pozitív és negatív magassági eltérések, hibák többé-kevésbé kiegyenlítik egymást. Ennek matematikai igazolásához az alábbi két statisztikai tételt használjuk fel:

(3)
$$\sigma(cX) = |c| \cdot \sigma(X)$$

(4) $\sigma(\overline{X}) = \frac{\sigma(X)}{\sqrt{N}}$

, ahol σ a szórás, c konstans, X valószínűségi változó, \overline{X} az X átlaga, N az adatok száma.

A továbbiakban: Δh a magasságkülönbség az SRTM és a valós érték között, ΔV a térfogatkülönbség az SRTM és a valós érték között, A_s egy SRTM pixel területe (0,0081 km²), N a pixelek száma a vizsgált felszínforma teljes területére (A) nézve.

E jelölésekkel a térfogatkülönbség az alábbi módon írható fel:

(5)
$$\Delta V = \sum_{i=1}^{N} A_{S} \cdot \Delta h_{i} = A_{S} \cdot \sum_{i=1}^{N} \Delta h_{i} = A_{S} \cdot N \cdot \overline{\Delta h}$$

A térfogat 1 σ -hibája pedig az alábbi módon fejezhető ki:

(6)
$$\sigma(\Delta V) = A_s \cdot N \cdot \sigma(\overline{\Delta h}) = A_s \cdot N \cdot \frac{\sigma(\Delta h)}{\sqrt{N}} = A_s \cdot \sqrt{N} \cdot \sigma(\Delta h) =$$

= $A_s \cdot \sqrt{\frac{A}{A_s}} \cdot \sigma(\Delta h) = \sqrt{A_s} \cdot \sqrt{A} \cdot \sigma(\Delta h)$

A vizsgált felszínformák 100 km² nagyságrendűek. $\sigma(\Delta h)$ valamivel nehezebben adható meg. Nagy mennyiségű adat elemzése alapján RODRIGUEZ et al. (2005) úgy találták, hogy Dél-Amerika egészére ~5m az értéke, de a tagoltabb felszínekre inkább ~10m. Ezeket az értékeket az egyenletbe írva megkapjuk, hogy

(7)
$$\sigma(\Delta V) = \sqrt{0.0081 km^2} \cdot \sqrt{100 km^2} \cdot 0.01 km = 0.009 km^3$$

ami a legkisebb erodált térfogathoz (1,8 km³) képest is csupán 0,5%. Mivel az összes többi erodált térfogat ennél nagyobb, a jelenlegi és paleo-térfogatok pedig jóval nagyobbak, arra a következtetésre juthatunk, hogy az SRTM hibájából adódó térfogatszámítási hiba elhanyagolható e tanulmány szempontjából. Megjegyezzük ugyanakkor, hogy kisebb léptékű felszínformák esetében ez az állítás már nem feltétlenül igaz.

Másodsorban, ha az alapszint hibája Δh_B , a vulkán területe pedig A, akkor mind a jelenlegi, mind a paleo-térfogat maximális hibája $A \cdot \Delta h_B$, miközben az erodált térfogatot ez a hiba nem érinti. A lepusztulási arányszám ebből adódó hibája számítható (ld. 1. táblázat). Mivel az alapszint a törmelékpalást körvonalának átlagmagasságaként áll elő (ld. 4. egyenlet), ez egy statisztikusan robusztus érték, viszonylag kis hibával. A palást alsó lejtőinek jellemző 1-2°-os értékét figyelembe véve a függőleges hiba 1,6-3,2 m/SRTM pixel. Ennélfogva ideális, közel vízszintes aljzatot feltételezve az alapszint hibája ~10 m. Ugyanakkor szabálytalanabb, esetleg kismértékben dőlő aljzat, vagy összenőtt felszínformák (vulkánok) esetében nagyobb hiba (~50 m) valószerűbb, ezért számításainkban ez utóbbi értéket vettük figyelembe.

Egy harmadik típusú hiba a Parinacota-profil illesztésének bizonytalanságából adódhat. Legyen *R* az illesztett paleokúp-felszín sugara és Δh_P a profilillesztés hibája. Ez esetben mind a paleo-, mind az erodált térfogat hibája $R^2 \cdot \pi \Delta h_P$, ami a lepusztulási arányszám hibájában jelentkezik (*1. táblázat*). Tapasztalataink szerint a profilillesztés hibája 10 m körüli a tanulmányozott vulkánok esetében. A második és harmadik típusú hiba összegét az 1. táblázat tartalmazza.



6. ábra: Két ideális, szimmetrikus rétegvulkán (Parinacota, Cotopaxi) szelvényének statisztikai összehasonlítása.

Végül egy negyedik típusú hiba származhat az eredeti kúpmorfológia és a Parinacota mint idealizált alak különbségéből. Ennek becslésére a Parinacotát összehasonlítottuk egy másik aktív, szabályos, hasonló méretű andesi tűzhányóval, a Cotopaxival (*6. ábra*). Azt tapasztaltuk, hogy utóbbi vulkán felső kvartilis görbéje nagyon jó egyezést mutat a Parinacotáéval, és az illesztett lineáris és hatvány függvények paraméterei is nagyon hasonlók. A két vulkán függvényei alapján a térfogatszámításban az alábbi különbségek adódnak: 8100 m sugárig a különbség kisebb, mint 1 km³, ennél távolabb a két vulkán eltérő alakjából adódóan, és a nagyobb területnek is köszönhetően gyorsabban nő a különbség, 10 000 m-nél már 4 km³. Mivel a legtöbb általunk tanulmányozott vulkán esetében a rekonstruált kúp sugara 8000 m alatt marad, a negyedik típusú hiba általában nem haladja meg az 1 km³-t.

3.4. A vulkánok kerekítettsége

Az eróziós mintázatok jellemzésére a szokásos DTM-megjelenítések (3D, árnyékolás, lejtőszög, kitettség) mellett gerinc- és völgykiemelő szűrőket (ld. KARÁTSON et al., 2010b) is alkalmaztunk. Továbbá a morfometriai jellemzéshez kiszámítottuk a zárt szintvonalak kerekítettségét is (csak azon szintvonalakra, melyek a vulkánt a kúprészen körbeölelik).

A kerekítettséget (C) az alábbi képlettel adhatjuk meg:

(8)
$$C = \frac{\sqrt{A/\pi}}{P/2\pi}$$

, ahol A a szintvonal által bezárt terület, P a szintvonal kerülete (hossza). A kerekítettség értéke kör esetén 1, és minél tagoltabb a szintvonal, annál kisebb. Ez az érték valójában a WRIGHT et al. (2006) által használt felszabdaltsági (dissection) index reciproka. A kerekítettség csökkenhet pusztán a megnyúltság növekedésével is, de a körszimmetrikus rétegvulkánok esetében ez nem jellemző, így az érték elsősorban az eróziós szabdaltságot mutatja.

4. Modelleredmények

A vizsgált rétegvulkánok adatai (földrajzi koordináták, magasságadatok, alapszint, kor), a térfogatszámítások és eróziós ráta kalkulációinak eredményei az *1. táblázatban* láthatók.

A lepusztulási arányszámok a 0-50% tartományban mozognak, ami azt jelenti, hogy a vizsgált időszak (~14 Ma) során még a leginkább lepusztult vulkánok esetében is csupán az eredeti forma legfeljebb fele lett az erózió martaléka. Az átlagos lepusztulási arányszám 22%. A viszonylag kis értékek ily módon számszerűen alátámasztják HORTON (1999) megfigyelését, aki szerint a bolíviai Altiplano középső miocén vulkánjai feltűnően jól megőrizték eredeti alakjukat, ami rendkívül alacsony eróziós rátákat feltételez ebben a térségben (vö. DE SILVA és FRANCIS, 1991).

A koradattal rendelkező vulkánokra számított eróziós rátákat nagymértékben meghatározza a vulkán kora. Külön csoportot alkot a három negyedidőszaki tűzhányó, melyekre nagyon magas, de a korral gyorsan csökkenő ráta jellemző (112-66 m/Ma). A többi 8 tűzhányót sokkal egyöntetűbb és alacsonyabb eróziós ráta (7-25 m/Ma) jellemzi, ami ráadásul független a koruktól. Az adatok bővebb értelmezésére a diszkusszió során térünk vissza.

A 7. *ábrán* a relatív magasság (*H*) látható a lepusztulási arányszám függvényében. E két mutató között mérsékelten jó korreláció tapasztalható (r^2 =0,68), ami azt jelzi, hogy a vulkáni forma a lepusztulás során fokozatosan alacsonyodik, ám ez az alacsonyodás nem egyszerűen a lepusztulási idő lineáris függvénye. A vulkánok keresztszelvényeinek elemzése során arra a következtetésre jutottunk, hogy a lepusztulás jól elkülöníthető szakaszokban zajlik, amit szintén a diszkusszióban tárgyalunk bővebben.



7. ábra: A vulkánok viszonylagos magasságának és a lepusztulás mértékének korrelációja

A 8. *ábra* a lepusztulási arányszámot mutatja be a kor függvényében (a koradattal rendelkező vulkánokra). Az összes adatpontra számított korreláció viszonylag jó (r^2 =0.76), pedig ebben vannak olyan vulkánok is, melyekre némileg eltérő klíma jellemző (különösen a csapadék tekintetében, lásd 2.2). Így, ha a számításból kivesszük a hiperarid Puna fennsíki vulkánokat (Aracar, Maricunga és Tul-tul), valamint a bő csapadékban részesülő dél-perui vulkánokat (Ccarhuaraso, Jatunpunco), akkor a korreláció jelentős javulását érhetjük el (r^2 =0.97). Mindennek bővebb értelmezését a diszkussziós fejezetben adjuk.

A 9. ábra a lepusztulási arányszámot a szélesség függvényében adja meg. Ennek alapján is két trend figyelhető meg: (1) az egyik a száraz Altiplano és a nedvesebb Dél-Peru vulkánjaira illeszthető, (2) a másik a hiperarid Puna tűzhányóira. Az első csoport tartalmazza a vizsgált vulkánok nagy részét, a csoporton belül délről észak felé fokozatos idősödés és erősebb lepusztultsági fok figyelhető meg. A legjobban erodálódott vulkánok ennek megfelelően Dél-Peruban figyelhetők meg. Ezzel ellentétben a punai tűzhányók eltérő eróziós trendet követnek, és ugyanannyi eróziós időtartam (~14 Ma) alatt jelentősen kisebb mértékű pusztulást szenvedtek el. Az itteni legidősebb vulkán (Maricunga) csak feleannyira erodálódott, mint a dél-perui Jatunpunco. Mivel a vizsgált tűzhányók vulkanológiai, geomorfológiai és domborzati paraméterei hasonlók, eredményeink azt jelzik, hogy (1) a csapadék és az eróziós ráta között szoros összefüggés van, (2) a jelenleg megfigyelhető éghajlati különbségek hosszabb időtávon (>10 Ma) is érvényesek lehettek.



8. ábra: A lepusztulás mértéke a kor függvényében



9. ábra: A lepusztulás mértéke a földrajzi szélesség szerint.

Végül a vulkánalak időbeli változásának jellemzésére két kerekítettségi diagramot is bemutatunk (*10. ábra*). Az átlagos kerekítettség értékei (*10a. ábra*) a kerekítettség általános csökkenését mutatják a lepusztulási ráta függvényében (ami közelítőleg az idővel korrelál). Ugyanakkor e két mutató között a korreláció csupán mérsékelten jó (r^2 =0.58), ami az egyes rétegvulkáni kúpok összetett változásaira utal, s ezt az adott magassághoz tartozó kerekítettségi értékek sajátos lefutása is jelzi (*10b. ábra*).



10. ábra: Kiválasztott középső-andesi rétegvulkánok cirkularitása.
A: cirkularitás szintvonalak szerint, B: átlagos cirkularitás a lepusztulás mértéke szerint

5. Diszkusszió

5.1. Vulkánméret

A 33 kiválasztott rétegvulkán paleo-térfogatai 33-tól 295 km³-ig terjednek. Ezen a tartományon belül a kisebb méretűek vannak többségben (<80 km³: 19, 80–120 km³: 7, >120 km³: 7 vulkán, ld. 1. táblázat). A várakozásoknak megfelelően a paleo-térfogat nem mutat korrelációt a szélességgel ($r^2=0,06$). A Parinacota-profil jó illeszkedése a tanulmányozott tűzhányók többségére azt igazolja, hogy a kiválasztott vulkánok eredeti alakja hasonló lehetett, függetlenül attól, hogy ténylegesen mekkora térfogatúra "híztak" fejlődéstörténetük során. Ezt támasztja alá a Parinacota és a Cotopaxi közötti jó egyezés is. A nagyobb térfogatú kúpok körül különösen a törmelékpalást mérete nőtt meg jelentősen. Amint a Sajama példája is mutatja, már viszonylag kis növekedés is a relatív magasságban a vulkán peremi részeinek jelentős növekedésével járhat együtt.

A Középső-Andok legfiatalabb vulkánjainak relatív magassága 2,5 km-ig terjed, és valamennyi negyedidőszaki tűzhányó esetében magas, 0,1-0,15-os magasság/átmérő (H/D) arányok jellemzők (*1. táblázat*), ami a Föld más vidékein is jellemző az aktív vulkánokra (WOOD, 1978; GROSSE et al., 2009). Ugyanakkor a vizsgálatunkban szereplő tűzhányók többségére alacsonyabb értékek adódtak, ami összhangban áll idősebb korukkal és előrehaladottabb degradációjukkal (*7. ábra*).

5.2. A kor és az éghajlat kapcsolata a lepusztulással

A lepusztulási arányszám és a vulkánkor, illetve a szélesség közti korreláció alapján az eróziós ráta, a kor és a csapadékeloszlási mintázat közötti kapcsolatokat elemezhetjük.

A lepusztulási arányszám növekszik a korral az Altiplano vulkánjai esetében (ami nagyjából délről észak felé nő), és ez a tendencia érvényes a napjainkban nedvesebb klímájú dél-perui vulkánokra is (8-9. *ábra*). E trend alól egyedül a déli, hiperarid Puna-fennsík vulkánjai jelentenek kivételt, melyeknek lepusztulása korukhoz képest jóval alacsonyabb.

A lepusztulás időskáláját még jobban kifejezik az eróziós ráta értékei (*1. táblázat*). Először is meg kell különböztetnünk a jóval intenzívebb, rövid távú (<100 ka), kezdeti eróziós ütemet a hosszú távú (>1 Ma) rátáktól. Fontos kiemelni, hogy a fiatal vulkánokon kapott nagyobb eróziós ráta az alkalmazott módszer alapján nem abból adódik, mintha a fiatal korrelatív üledékek jobban megőrződtek volna (vö. WILLENBRING és BLANCKENBURG, 2010). Eróziós rátáink ugyanis közvetlenül az erózióból levezetett, nem pedig nem üledékfelhalmozódás alapján számított értékek.

A fiatal tűzhányók eróziós rátái világszerte magasabb értékeket mutatnak. Miként azt számos korábbi tanulmány (pl. RUXTON és McDOUGALL, 1967; DRAKE, 1976; OLLIER, 1988; KARÁTSON, 1996) bemutatta, a kezdeti eróziós ráták elérhetik, sőt meghaladhatják az 1000 mm/ka-t, ami a kezdetben még laza, konszolidálatlan vulkáni anyagnak, a vegetáció hiányának és a meredek lejtőknek köszönhető. Azonban viszonylag rövid (~10-100 ka) idő alatt ez a magas ráta lecsökken, ami a laza tefra lepusztulásának, a törmelék konszolidációjának és a vízhálózat stabilizálódásának köszönhető (OLLIER, 1988; KARÁTSON, 1996). Így, bár a Középső-Andok tűzhányóin a lepusztulási arányszám és a kor hosszú távon lineáris összefüggést mutat (8. *ábra*), ennek kezdeti – de a 10 Ma-hez képest elenyésző – szakasza mégsem tekinthető lineárisnak.

Az 1. táblázat szerint a tanulmányozott negyedidőszaki tűzhányók közül az Ollagüe és a Tacora eróziós rátája 112 és 66 m/Ma, egymáshoz viszonyított koruknak megfelelően. A harmadik fiatal vulkán, az Aracar esetében nincs radiometrikus koradat, de a Bulletin of the Global Volcanism Network szerint (04/1993 BVGN 18:04) ez a vulkán is késő negyedidőszaki. Ennek alapján pl. 0,1 Ma kort feltételezve az eróziós ráta 94 m/Ma-nek adódik, ami jól illeszkedik a többi értékhez. Bár az eróziós rátákban a litológia is szerepet játszhat, véleményünk szerint a kezdetben magas eróziós ráták gyors csökkenése elsődlegesen a laza üledékek viszonylag gyors lepusztulásának, illetve konszolidálódásának és az egyre alacsonyabbá váló vulkáni kúpon az erózió stabilizálódásának köszönhető.

A jóval alacsonyabb, hosszú távon állandó eróziós rátákat alapvetően már az éghajlat határozza meg. Az Atacama-sivatag közepétől a környező, kevésbé száraz területekig fokozatosan változó éghajlat jóval fontosabb tényező az eróziós ráta változásában, mint a kőzettani adottságok (vö. KOBER et al., 2007). Saját eróziósráta-adatainkat (a >3 Ma tűzhányókra átlagosan 3,5 m/Ma) globális összehasonlításba helyezve megállapítható, hogy a kapott értékek szignifikánsan kisebbek, mint a mérsékelt kontinentális vagy félig nedves éghajlatú területeken (pl. OLLIER, 1988; SUMMERFIELD, 1991; KARÁTSON, 1996; HAYASHI et al., 1999).

A negyedidőszak előtti vulkánok közül a pliocén Chuquiananta (3,2 Ma) eróziós rátája egyértelműen alacsonyabb a legfiatalabbakénál: 25 m/Ma, míg az idősebb, miocén vulkánoké még kisebb (átlagosan 11,8 m/Ma). Ezek az alacsony értékek jó összhangban vannak az Altiplano-Puna térség más módszerekkel kapott eróziós rátákkal (vö. 2.2. alfejezet).

A legkisebb eróziós ráták a hiperarid Puna tűzhányóit jellemzik (Maricunga: 7,1 m/Ma; Tul-tul: 8,7 m/Ma). Ezzel ellentétben a dél-perui, csapadékosabb éghajlaton elhelyezkedő vulkánok, habár többé-kevésbé követik a középső-andesi trendet, valamivel nagyobb eróziós rátákat mutatnak (Jatunpunco: 13,1 m/Ma; Ccarhuaraso: 21,6 m/Ma). E kis különbségek ellenére az aricai kanyartól (D.sz. 17°30') északra és délre eső régiók között nincs nagy különbség. Megjegyezzük azonban, hogy a tanulmányozott tűzhányók némelyike jóval idősebb, mint az Andok kiemelkedésének utolsó szakasza (~10 Ma). E kiemelkedés az Andok nyugati peremén mély kanyonok bevágódását indította el, ami az eróziós potenciál és ráta megnövekedését jelzi a Nyugati-Kordillerákban, Dél-Peruban (THOURET et al., 2007; SCHILDGEN et al., 2010) és Észak-Chilében (WÖRNER et al, 2000; RIQUELME et al., 2008) egyaránt. Továbbá a negyedidőszaki lepusztulást az eljegesedés (és az ahhoz kapcsolódó megélénkülő folyóvízi erózió) is számos helyen jelentősen növelte, illetve szélsőségesen nagy erózió lehetett jellemző az interglaciálisok nedves éghajlati periódusaiban (CLAYTON és CLAPPERTON, 1997; AMMANN et al., 2001). Így a dél-perui idősebb vulkánok viszonylag magasabb eróziós rátája (13-22 m/Ma) mintegy kiátlagolja a közelmúlt nagyobb és a régmúlt (kiemelkedés előtti időszak) feltehetőleg kisebb értékeit. (Utóbbiakra vonatkozőan lásd ALPERS és BRIMHALL, 1988; HARTLEY, 2003). A rövid időtávú, illetve térbeli éghajlati ingadozások a hosszabb időléptékű, illetve nagyobb területre vonatkozó eróziós rátákban mintegy kiátlagolódnak. (Vesd össze KOBER et al., 2007 konklúziójával: "a Középső-Andok miocénban kialakult térségei dinamikusan változó tájak, azonban a felszínformáló folyamatok kis energiájúak"). Ennélfogva vizsgálataink eredményeit ilyen (hosszú távú) átlagnak tekinthetjük, amihez képest időben és térben természetesen lehettek eltérések. Például jelentős változást hozhattak az eljegesedések, csakhogy a száraz éghajlat miatt általában viszonylag kis méretű gleccserek voltak jellemezők, így ez a hatás rövid időre és kis területekre korlátozódott. Azok az alpesi típusú glaciális felszínformák (éles gerincek, csúcsok, stb.), amelyek a Déli-Andokra olyannyira jellemzők, itt szinte teljesen hiányoznak.



ibra: Az Altiplano "gyopár" völgymintázatú vulkánjai (a kivágaton elsősorban a Sajama, Quisiquisini, Asuasuni és a Sunicagua)

5.3. Korbecslés

A lepusztulás mértéke és a kor összefüggése (7. *ábra*) lehetővé teszi, hogy "eróziós" kort becsüljünk pusztán a morfológia alapján. Nevezetesen, a fordított korreláció mértéke hozzávetőleg megadja a vulká kialvása óta eltelt időtartamot (ami alapján a lepusztulás mértékét számítottuk; *1. táblázat*). A "koregyenlet" valamennyi, radiometrikus koradattal rendelkező altiplanói (valamint dél-perui) és punai vulkán figyelemhe vételéből adódott. Éppen ezért, mivel előbbieken nagyobb, utóbbiakon kisebb az erózió mértéke (lásd korábban), a Puna-fennsík tűzhányóira kapott eróziós korok felülbecsült (rendre 0,2, 2,2 és 7,0 Ma-val), a dél-perui eróziós korok alulbecsült értékek (4,9 és 2,4 Ma-val). A fennmaradó 5 ("átlagos") altiplanói vulkánra azonban az eróziós kor hibája viszonylag kicsi (<1,1 Ma). Mindebből tehát megállapíthatjuk, hogy e geomorfológiai alapú korbecslés első közelítésként megfelelően használható, de csak hasonlóan egyszerű alakú/felépítésű és hasonló éghajlattörténettel rendelkező rétegvulkánokra.

5.4. A rétegvulkánok éghajlat meghatározta felszínfejlődése

Az erózió morfometriai összefüggések alapján megállapított szabályszerűségei, a körkörösség elemzése és számos vulkán egyedi keresztszelvényének értelmzése lehetővé teszi, hogy hosszú távú következtetéseket vonjunk le a vizsgált tűzhányók felszínfejlődésére vonatkozóan.

A 7. ábrán már láttuk, hogy a vulkánok viszonylagos magassága és a lepusztulás fordított korrelációt mutat, de a korreláció mértéke szerény ($r^2 = 0.68$). Ez arra utal, hogy az általános, hosszú távú felszínalacsonyodás mellett fontos rövidebb távú változások is lehetnek a vulkánok pusztulása során (amelyek mintegy "elrontják" a szabályszerű alacsonyodási ütemet). Nyilvánvaló, hogy a legfontosabb ilyen változások a pleisztocén eljegesedések voltak, amelyek rövid ideig jelentősen felgyorsították az eróziós folyamatokat, különösen a völgybevágódást. Ahogy több szerző is kimutatta (pl. CLAYTON és CLAPPERTON, 1997), az Altiplano-Puna számos lepusztult vulkánján jellegzetes U-alakú völgyek sorozata figyelhető meg morénákkal, ami ismétlődő gleccserelőrenyomulásokat jelez 4000 m magasságig – az Altiplanón és a Nyugati-Kordillerákban egyaránt. Napjainkban ezek jellemzően mélyen bevágott formák, általában a tűzhányók felső lejtőin, míg alul a völgy nem vezet tovább. A kivezető völgyek (ha egyáltalán voltak) azóta elpusztultak, eltűntek. Az Altiplano száraz éghajlatán e glaciális völgyek foszszilis felszínformáknak tekinthetők a vulkánokon, és tovább simítják, módosítják őket a most is (bár kis rátával) zajló lepusztulásfolyamatok (csuszamlások, kúszások, omlások; pl. STRASSER és SCHLUNEGGER, 2005; ALONSO et al., 2006). Ezzel szemben a nedvesebb Dél-Peruban a vulkáni térszíneket erőteljesebb kanyonbevágódás és normál, ágas völgymintázat uralja, amely mintegy felülírja a gleccservölgyek sugaras mintázatát (pl. Ccarhuaraso).

A jellegzetes eróziós bélyeg, azaz a fosszilis, "palacknyak" alakú (összeszűkülő) sugárirányú glecscservölgyek alapján – ami számos andesi tűzhányón megfigyelhető – a *gyopármintázat* kifejezést javasoljuk (a havasi gyopár virágszerkezetéről: 11. ábra). E mintázat főként űrfelvételeken és gerinckiemelt domborzati modellen szembeötlő. A "gyopármintázat" a lepusztulás egy jellemző maradványvulkáni szakasza lehet (MACDONALD, 1972; OLLIER, 1988; DAVIDSON ÉS DE SILVA, 2000), amely nagyjából a planèze-szakasznak felel meg nedvesebb éghajlaton. Nagyobb csapadékú területeken (pl. Dél-Peru) e mintázat módosulhatott és végső soron elrombolódott a fejlődő normál ágas vízhálózat révén (*11. ábra*). Ami a hosszú távú felszínfejlődést illeti, a gleccservölgyek jelenléte természetesen csak egy még régebbi, plio- vagy akár miocén történet felülíródása. Ugyanakkor a hosszú távú eróziós felszabdalódás, habár ma már nem észlelhető, nem nyomozható, visszaköszön a vulkánok cirkularitásában.

Nevezetesen, az aktív vagy szunnyadó tűzhányók magas cirkularitása (0,8-1,0: pl. Parinacota) 0,3ra csökken a legidősebb, leginkább lepusztult vulkánok esetében (pl. Huicso, Jatunpunco: 10a ábra), ami egyértelműen jelzi az erózió növekvő szerepét. Ugyanakkor a korreláció nem túl magas, ami mögött elsősorban a cirkularitás sajátos, magasság szerint változó trendje áll (*10b ábra*). A csúcsrégióban a cirkularitás nagy értékei jellemzőek, a vulkáni lejtő középtáján az értékek gyorsan romlanak, majd a kúppaláston a cirkularitás ismét megjavul. E szabályos változás a Középső-Andok vulkánjainak a száraz éghajlaton kialakult jellegzetes eróziós felszabdalódásával magyarázható. Nevezetesen, a tűzhányók középső régiójának fejlett "gyopár"mintázatú völgyei (tehát a gleccsererózióval erőteljesen felülírt egykori vízhálózat) a kúp felszabdalásával lecsökkentik, elrontják a cirkularitást. Ezzel szemben a kúplábon és az ellaposodó törmelékpaláston a kisebb eróziós energia (kisebb esés, kisebb orografikus csapadék) hátráltatja, sőt ellehetetleníti a völgybevágódást, -felszabdalódást, ráadásul a magasabb térszínekről érkező üledék elsimítja a térszínt, ami mind a cirkularitás visszajavulását eredményezi.



12. ábra: A vizsgált középső-andesi rétegvulkánok eróziós fejlődése öt lépésben. Magyarázat a szövegben. A függőleges torzítás kb. 5x.

A lepusztulás és a völgyfejlődés fenti értékelése alapján a tanulmányozott középső-andesi vulkánokra az alábbi fejlődési sort állítottuk fel (11-12. ábra). Ez jól magyarázza vulkáni kúpoknak a folyamatos lepusztulás ellenére szakaszos alacsonyodását.

(1) Ép vulkán (működő vagy szunnyadó), amelyet tanulmányunkban a Parinacota példáz a maga egyszerű, szabályos körkörös, szimmetrikus, kráteres rétegvulkáni kúpjával.

- (2) Még szabályos kúp alakú, de enyhén vagy közepesen erodált vulkán, oldalában fejlődő völgyekkel és kezdeti planèzekkel, kráter nélkül (Sajama) vagy eróziós kráterrel/bonyolultabb eredetű központi mélyedéssel.
- (3) Jelentősen erodált vulkán, feltehetően gleccservölgyek (illetve gleccservölgyek által módosított korábbi völgyek) által lepusztított, megcsonkolt felső kúprésszel. E vulkán már érdemi alacsonyodást szenvedett, de eredeti térfogatának még jelentős része megvan, akárcsak a jól fejlett planèzek a kúp alsó részén. Példák: Asuasuni, Mamuta. (Utóbbi 9-10 Ma idős vulkán [MORTIMER et al. 1974], amely, bár alakját tekintve kiváló példa, megdőlt alapzata miatt kimaradt a morfometriai vizsgálatból.)
- (4) Mélyen lepusztult vulkán planèzmaradvényokkal és központjában maradványcsúcsokkal (pl. Anallajsi), amelyek bár hosszú ideig dacolhatnak az erózióval és magasak maradnak, közben az általános lepusztulás jelentős térfogatcsökkenést eredményez.
- (5) "Völgyvulkán"-szakasz: a hátráló erózió, a vulkánba bevágódó nagy völgyek összeolvadása, pusztítása (legyenek bár glaciális vagy folyóvízi eredetű völgyek) a vulkán térfogatának nagymérvű csökkenését és egyben a teljes a csúcsrégió alacsonyodását okozzák (pl. Huicso, Jatunpunco). Itt a vulkán-eredet jószerivel már csak alaprajzban, mintsem keresztszelvényen ismerhető fel.

6. Következtetések, összegzés

A Középső-Andok Nyugati-Kordillerája kivételes lehetőséget kínál az eróziós folyamatok mennyiségi jellemzésére, az ottani nagyszámú rétegvulkán eróziós rátájának és eróziós mintázatának vizsgálatára. Ezt elsősorban a lassú erózió segíti elő, amely elsősorban a hosszú idő (legalább 10-15 Ma) óta uralkodó száraz éghajlatnak tudható be. Tanulmányunkban a célnak megfelelelően, gondosan kidolgozott morfometriai módszer alkalmazásával számszerű adatokat kaptunk 33 különböző korú (középsőmiocén – holocén) rétegvulkán lepusztulásának mértékére. Azon vulkánokra, amelyekről radiometrikus korok is rendelkezésre álltak, eróziós rátát (m/Ma) is számítottunk.

A lepusztulás mértéke, konkrétan a hiányzó térfogat, átlagosan 22%-nak adódik a vizsgált vulkánokra, és esetenként elérheti az 50%-ot. Ez másképp fogalmazva annyit tesz, hogy a térfogat több mint fele megőrződhetett akár miocén korú vulkánok esetében is. Az ebből számított felszínalacsonyodás átlagosan 90 m, maximálisan 200 m lehet. E viszonylag kis értékek jól tükröződnek az idősebb (>3 Ma) tűzhányókra kapott 10 m/Ma nagyságrendű, tehát igen alacsony eróziós rátákban is. Eme ráták a száraz éghajlat beköszönte (10-15 Ma) óta jellemzik az Altiplano-Puna-fennsíkot. Ennél némileg nagyobb (akár 20 m/Ma) eróziós ráták adódnak a dél-perui vulkánokra, amelyek nedvesebb éghajlaton találhatók. Mindezek a hosszú távú ráták azonban markánsan eltérnek a jóval nagyobb (66-112 m/Ma) rövid távú rátáktól, amelyek a fiatal (\leq 0,5 Ma) tűzhányókra jellemzőek. Utóbbi, magas ráták világszerte megfigyelhetők a recens vulkánokon, amelyek még laza, pusztulékony felszínekkel rendelkeznek. Minthogy az éghajlat az erózió fő tényezője, kapott eróziós rátáink általános érvényűek lehetnek, tehát nemcsak a vizsgált réteg-, hanem egyéb vulkántípusokra is.

A lepusztulás mértéke és a vulkánkor közötti összefüggés geomorfológiai kormeghatározásra – a vulkán kialvása óta eltelt idő hozzávetőleges meghatározására – is felhasználható, ami jó első közelítést adhat távoli, kevéssé ismert tűzhányókra. E számítás hibája ~1 Ma az Aliplanón található vulkánokra, másutt nagyobb.

Végezetül általános lepusztulásmenetet körvonalaztunk a Nyugati-Kordillerák, különösen az Altiplano tűzhányóira. E vulkánok alaprajzban jellegzetes csillag- vagy "gyopár"-szerű völgy- és gerincmintázatot mutatnak, amelyet a cirkularitásnak a magassággal szabályosan változó trendje jellemez. Véleményünk szerint a jellegzetes glaciális völgyfejlődés időben szakaszos felszín- (vulkán-) alacsonyodáshoz vezetett, A negyedidőszak előtti vulkánok esetében e gleccservölgyek mintegy felülírták az idősebb völgyeket, s fordítva, a nedvesebb Dél-Peru vulkánjain a gleccservölgyek jellemző pleisztocén gyopármintázata utóbb elrombolódhatott a kialakuló normális, ágas völgyhálózat révén.

Köszönetnyilvánítás

A kutatást Karátson Dávid Humboldt-ösztöndíja tette lehetővé (3.3-UNG/1115049 STP) 2008 és 2010 között, a chilei és argentin Andokban és Göttingenben. A munka néhány szempontját és az eredmények értelmezését gyümölcsöző viták során sikerült tisztázni a bécsi EGU vulkánmorfológiai szekcióiban 2010-ben és 2011-ben. A kéziratot három névtelen lektor és a Geomorphology szerkesztője, Andrew Plater javította, ezúton is köszönjük munkájukat.

Irodalom

- Allmendinger, R.W., Jordan, T.E., Kay, S.M., Isacks, B.L., 1997. The evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the central Andes. Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 25, 139–174.
- Alonso, R.N., Bookhagen, B., Carrapa, B., Coutand, I., Haschke1, M., Hilley, G.E., Schoenbohm, L., Sobel, E. R, Strecker, M. R., Trauth, M. H., Villanueva, A., 2006. Tectonics, Climate, and Landscape Evolution of the Southern Central Andes: the Argentine Puna Plateau and Adjacent Regions between 22 and 30°S. In: Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H. J., Ramos, V. A., Strecker, M. R., Wigger, P. (eds.), The Andes active subduction orogeny. Frontiers in Earth Sciences, Vol. 1, Springer, pp. 265-283
- Alpers, C., Brimhall, G., 1988. Middle Miocene climatic change in the Atacama Desert, northern Chile: Evidence from supergene mineralization at La Escondida. Bull. Geol. Soc. Amer. 100, 10, 1640.
- Ammann, C., Jenny, B., Kammer, K., Messerli, B., 2001. Late Quaternary glacier response to humidity changes in the arid Andes of Chile (18–29°S). Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 172, 313–326.
- Bellon, H., Lefèvre, R., 1977. Spectre d'âges radiométriques du volcanisme cénozoïque du Pérou central (région de Castrovirreyna-Ayacucho-Nazca). Réunion Annuelle des Sciences de la Terre 5, 58 p.
- Berry, P.A.M., Garlick, J.D., Smith, R.G., 2007. Near-global validation of the SRTM DEM using satellite radar altimetry. Rem. Sens. Env. 106, 17–27. doi:10.1016/j.rse.2006.07.011.
- Bolch, T., Kamp, U. and Olsenholler, J., 2005. Using ASTER and SRTM DEMs for Studying Geomorphology and Glaciers in High Mountain Areas. In: Oluic, M. (Ed.): New Strategies for European Remote Sensing (Proceedings of the 24th Meeting European Association of Remote Sensing Laboratories, 2004, Dubrovnik, Croatia), S. pp. 119-127.
- Charrier, R., Chávez, A.N., Elgueta, S., Hérail, G., Flynn, J.J., Croft, D.A., Wyss, A.R., Riquelme, R., García, M., 2004. Rapid tectonic and paleogeographic evolution associated with the development of the Chucal anticline and the Chucal-Lauca Basin in the Altiplano of Arica, northern Chile. J. South Amer. Earth Sci. 19, 35–54.
- Clavero, J.E., Sparks, S.J, Pringle, M.S, Polanco, E., Gardeweg, M.C., 2004. Evolution and volcanic hazards of Taapaca Volcanic Complex, Central Andes of Northern Chile. J. Geol. Soc. London 161, 603–618.
- Clayton, J.D., Clapperton, C.M., 1997. Broad synchrony of a Late-glacial glacier advance and the highstand of palaeolake Tauca in the Bolivian Altiplano. J. Quarternary Sci. 12, 3, 169–182.
- Crippen, R.E., Hook, S.J., Fielding, E.J., 2007. Nighttime ASTER thermal imagery as an elevation surrogate for filling SRTM DEM voids. Geophys. Res. Lett. 34, L01302. doi:10.1029/2006GL028496.
- Davidson J., de Silva S.L., 2000. Composite Volcanoes. In: Sigurdsson H. (ed.), Encyclopedia of Volcanoes, Academic Press, pp. 663-682.
- de Silva, S.L. & Francis, P.W., 1991. Volcanoes of the Central Andes. Springer, Berlin, 216 p.
- Drake, R.E., 1976. Chronology of Cenozoic igneous and tectonic events in central Chilean Andes latitudes 35°30 to 36°. J. Volcanol. Geotherm. Res. 1, 265-284.
- Dunai, T., González López, G., Juez-Larré, J., 2005. Oligocene–Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion-sensitive landforms. Geology 33, 321–324.
- Ehlers, T., Poulsen, C., 2009. Influence of Andean uplift on climate and paleoaltimetry estimates. Earth Planet. Sci. Lett. 281, 238–248.
- Farr, T.G., et al., 2007. The shuttle radar topography mission. Rev. Geophys. 45, RG2004. doi:10.1029/2005RG000183.
- Garreaud, R.D., Molina, A., Farias M., 2010. Andean uplift, ocean cooling and Atacama hyperaridity: A climate modeling perspective. Earth Planet. Sci. Lett. 292, 39–50
- Garrison, G., Davidson, J., Reid, M., Turner, S., 2006. Source versus differentiation controls on U-series disequilibria: Insights from Cotopaxi Volcano, Ecuador. Earth Planet. Sci. Lett. 244, 548–565.
- Garcia-Castellanos, D., 2007. The role of climate during high plateau formation. Insights from numerical experiments. Earth Planet. Sci. Lett. 257, 372–390.
- Gregory-Wodzicki, K. M., 2000. Uplift history of the Central and Northern Andes: A review. Geol. Soc. Amer. Bull. 112, 7, 1091–1105.
- Grosse, P., van Wyk de Vries, B., Petrinovic, I., Euillades, P.A., Alvarado, G. E., 2009. Morphometry and evolution of arc volcanoes. Geology, 37, 651-654, doi: 10.1130/G25734A.1.
- Hall, M., Mothes, P., 2008. The rhyolitic–andesitic eruptive history of Cotopaxi volcano, Ecuador. Bull. Volcanol., 70, 675-702.

Hartley, A., 2003. Andean uplift and climate change. J. Geol. Soc. 160, 7-10.

- Hartley, A.J., and Chong, G., 2002. Late Pliocene age for the Atacama Desert: Implications for the desertification of western South America: Geology, 30, 43–46.
- Hayakawa, Y. S., T. Oguchi, and Z. Lin, 2008. Comparison of new and existing global digital elevation models: ASTER G-DEM and SRTM-3, Geophys. Res. Lett., 35, L17404, doi:10.1029/2008GL035036.
- Hayashi, S., Kamata, K., Ban, M., Umeda, K. 1999. Erosion rate of stratovolcanoes a case study of northeast Japan. Japan Geoscience Union Meeting, Abstract, VC-013
- Hirt, C., Filmer, M.S., Featherstone, W. E. 2010. Comparison and validation of recent freely-available ASTER-GDEM ver1, SRTM ver4.1 and GEODATA DEM-9S ver3 digital elevation models over Australia, Australian Journal of Earth Sciences 57(3): 337-347, doi: 10.1080/08120091003677553
- Hoke, G. D., and Garzione, C. N., 2008. Paleosurfaces, paleoelevation, and the mechanisms for the latest Miocene topographic development of the Altiplano Plateau. Earth Planet. Sci. Lett., 271, 1-4, 192-201. doi:10.1016/j.epsl.2008.04.008
- Hora, J.M., Singer, B.S., Wörner, G., 2007. Eruptive flux during periods of cone growth and collapse at Volcan Parinacota, Chilean CVZ, from a high-resolution ⁴⁰Ar/³⁹Ar eruptive chronology. Geol. Soc. Amer. Bull. 119, 3/4, 343–362.
- Horton, B.K., 1999: Erosional control on the geometry and kinematics of thrust belt development in the central Andes. Tectonics, 18, 6, 292-1293.
- Huggel, C., Schneider, D., Julio Miranda, P., Delgado Granados, H., Kääb, A., 2008. Evaluation of ASTER and SRTM DEM data for lahar modeling: a case study on lahars from Popocatépetl Volcano, Mexico. J. Volcanol. Geotherm. Res. 170, 99–110, doi:10.1016/j.jvolgeores.2007.09.005.
- Isacks, B.L., 1988. Uplift of the Central Andean Plateau and Bending of the Bolivian Orocline. J. Geophys. Res. 93, 84, 3211-3231.
- Kaneoka, I., Guevara, C., 1984. K-Ar age determinations of late Tertiary and Quaternary Andean volcanic rocks, southern Peru. Geochem. J. 18, 233–239.
- Karátson, D. 1996: Rates and factors of stratovolcano degradation in a continental climate: a complex morphometric analysis of nineteen Neogene/Quaternary crater remnants in the Carpathians. J. Volcanol. Geotherm. Res. 73, 65-78.
- Karátson, D., Timár, G. 2005: Comparative volumetric calculations of two segments of the Carpathian Neogene/Quaternary volcanic chain using SRTM elevation data: implications to erosion and magma output rates. Z. Geomorphol. Suppl.-Bd., 140, 19-35.
- Karátson, D., Favalli, M., Tarquini, S., Fornaciai, A., Wörner, G., 2010a. The regular shape of stratovolcanoes: a DEM-based morphometrical approach. J. Volcanol. Geotherm. Res., 193, 171–181.
- Karátson, D., Telbisz, T., Singer, B. 2010b. Late-stage volcano geomorphic evolution of the Pleistocene San FranciscoMountain, Arizona (USA), based on high-resolution DEM analysis and ⁴⁰Ar/³⁹Ar chronology. Bull. Volcanol. 72, 833–846.
- Kervyn, M., Ernst, G.G.J., Goossens, R., Jacobs, P., 2008. Mapping volcano topography with remote sensing: ASTER vs SRTM. Int. J. Rem. Sens. 29, 6515–6538. doi:10.1080/01431160802167949.
- Klein, A.G., Seltzer, G.O., Isacks, B.L., 1999. Modern and last glacial maximum snowlines in the Peruvian-Bolivian Andes. Quaternary Sci. Rev. 18, 63-84.
- Klemetti, E.W, Grunder, A.L., 2008. Volcanic evolution of Volcán Aucanquilcha: a long-lived dacite volcano in the Central Andes of northern Chile. Bull. Volcanol. 70, 633–650.
- Kober, S., Ivy-Ochs, S., Schlunegger, F., Baur, H., Kubik, P.W. and Wieler, R., 2007: Denudation rates and a topography-driven rainfall threshold in northern Chile: Multiple cosmogenic nuclide data and sediment yield budgets. Geomorphology, 83, 1-2, 97-120.
- Lamb, S., Davis, P. 2003. Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes. Nature, 425, 23, October
- MacDonald, G. A. 1972: Volcanoes. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 510 p.
- Mamani, M., Wörner, G., Sempere, T., 2010. Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean Orocline. Geol. Soc. Amer. Bull. 122, 162-182.
- Matteini, M., Mazzuoli, R., Omarini, R., Cas, R., Maas, R., 2002: Geodynamical evolution of the Central Andes at 24Os as inferred by magma composition along the Calama-Olacapato-El Toro transversal volcanic belt. J. Volcanol. Geotherm. Res., 118, 205-228.
- Mortimer, C., Farrar, E., Saric, N., 1974. K-Ar ages from Tertiary lavas of the northernmost Chilean Andes. Geol. Rundsch. 63, 484-493
- Ollier, C.D., 1988. Volcanoes. Basil Blackwell, Oxford, 228 p.
- Placzek, C.J., Quade, J, Patchett, P.J., 2006. Geochronology and stratigraphy of late Pleistocene lake cycles on the southern Bolivian Altiplano: Implications for causes of tropical climate change. Geol. Soc. Amer. Bull. 118, 515-532.
- Placzek, C.J., Matmon, A., Granger, D.E., Quade, J., Niedermann, S., 2010. Evidence for active landscape evolution in the hyperarid Atacama from multiple terrestrial cosmogenic nuclides. Earth Planet. Sci. Lett. 295, 12-20.
- Rabus, B., Eineder, M., Roth, A., Bamler, R., 2003. The shuttle radar topography mission a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. J. Photogramm. Rem. Sens. 57, 241–262.

- Riquelme, R., Darrozes, J., Maire, E., Hérail, G., Soula, J.C. 2008. Long-term denudation rates from the Central Andes (Chile) estimated from a Digital Elevation Model using the Black Top Hat function and Inverse Distance Weighting: implications for the Neogene climate of the Atacama Desert. Revista Geológica de Chile, 35, 1, 105-121.
- Rodriguez, E., C.S. Morris, J.E. Belz, E.C. Chapin, J.M. Martin, W. Daffer, S. Hensley, 2005. An assessment of the SRTM topographic products, JPL Pub. D31639, 143 p.
- Ruxton, B.P. and McDougall, I., 1967. Denudation rates in Northeast Papua from potassium-argon datings of lavas. Am. J. Sci. 265, 545-561.
- Schildgen, T.F., Hodges, K.V., Whipple, K.X., Reiners, P.W., Pringle, M.S., 2007. Uplift of the western margin of the Andean plateau revealed from canyon incision history, southern Peru. Geology 35, 6, 523–526.
- Schildgen, T.F., Ehlers, T.A., Whipp Jr., D.M., vanSoest, M.C., Whipple, K.X., Hodges, K.V., 2009a. Quantifying canyon incision and Andean Plateau surface uplift, southwest Peru: a thermochronometer and numerical modeling approach. J. Geophys. Res. Earth Surf. 114, F04014. doi:10.1029/2009JF001305.
- Schildgen, T.F., Hodges, K.V., Whipple, K.X., Pringle, M.S., vanSoest, M., Cornell, K.M., 2009b. Late Cenozoic structural and tectonic development of the western margin of the Central Andean Plateau in southwest Peru. Tectonics 28, TC4007. doi:10.1029/2008TC002403.
- Schildgen, T.F., Balco, G., Shuster, D.L., 2010. Canyon incision and knickpoint propagation recorded by apatite He/3He thermochronometry. Earth Planet. Sci. Lett. 293, 377–387
- Stern, C. A., 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. Revista Geológica de Chile 31, 2, 161-206.
- Strasser, M., Schlunegger, F. 2005. Erosional processes, topographic length-scales and geomorphic evolution in arid climatic environments: the 'Lluta collapse', northern Chile. Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.) 94, 433–446.
- Strecker, M.R., Alonso, R., Bookhagen, B., Carrapa, B., Hilley, G.E., Sobel, E.R., Trauth, M.H., 2007. Tectonics and climate of the Southern Central Andes. Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 35, 747–787, doi: 10.1146/annurev.earth.35.031306.140158.
- Summerfield, M.A., 1991. Global Geomorphology. An Introduction to the Study of Landforms. Longman Sci. Tech., Harlow, copublished with Wiley, New York, NY, 537 p.
- Thouret, J.C., Finizola, A., Fornari, M., Legeley-Padovani, A., Suni, J., Frechen, M., 2001. Geology of El Misti volcano near the city of Arequipa, Peru. GSA Bulletin 113 (12), 1593-1610.
- Thouret, J.C., Wörner, G., Singer, B., Gunnell, Y., Zhang, X., Souriot, T. 2007. Landscape evolution on the western Andean slope in southern Peru: incision of deepest Andean canyons during Miocene uplift of the Central Andes. Earth Planet. Sci. Lett. 263, 151-166.
- Trumbull, R.B., Riller, U., Scheuber, E. & Hongn, F., 2006. The time-space distribution of Cenozoic arc volcanism in the Central Andes: a new data compilation and its tectonic implications. In: Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H. J., Ramos, V. A. (eds.), The Andes - active subduction orogeny. Frontiers in Earth Sciences, Vol. 1, Springer, pp. 29-43.
- Vandervoort, D.S., Jordan, T.E., Zeitler, P.K., Alonso, R.N., 1995. Chronology of internal drainage development and uplift, southern Puna plateau, Argentine central Andes. Geology 23, 2, 145–148.
- Willenbring, J. K., von Blanckenburg, F., 2010. Long-term stability of global erosion rates and weathering during late-Cenozoic cooling. Nature 465, 211–214.
- Wood, C. A., 1978. Morphometric evolution of composite volcanoes. Geophys. Res. Lett. 5/6, 437-439.
- Wörner, G., Harmon, R.S., Davidson, J., Moorbath, S., Turner, D.L., Mcmillan, N., Nye, C., Lopez-Escobar, L., Moreno, H., 1988. The Nevados de Payachata volcanic region (18°S/69°W, N. Chile): I. Geological, geochemical, and isotopic observations. Bull. Volcanol. 50, 5, 287–303, doi: 10.1007/BF01073587.
- Wörner, G., Hammerschmidt, K., Henjes-Kunst, F., Lezaun, J., and Wilke, H., 2000. Geochronology (⁴⁰Ar/³⁹Ar, K/Ar and He-exposure ages) of Cenozoic magmatic rocks from northern Chile (18'22°S): Implications for magmatism and tectonic evolution of the central Andes. Revista Geológica de Chile 27, 2, 205–240.
- Wörner, G., Uhlig, D., Kohler, I., Seyfried, H., 2002. Evolution of the West Andean Escarpment at 18°S (N. Chile) during the last 25 Ma: uplift, erosion and collapse through time. Tectonophysics 345, 183–198.
- Wright, R., Garbeil, H., Baloga, S.M., Mouginis-Mark, P.J., 2006. An assessment of shuttle radar topography mission digital elevation data for studies of volcano morphology. Rem. Sens. Env. 105, 41–53. doi:10.1016/j.rse.2006.06.002.

Geotextíliák alkalmazása a talajpusztulás megfékezésére Magyarországon

Kertész Ádám^{*} – Jakab Gergely – Madarász Balázs – Tóth Adrienn – Szalai Zoltán

MTA Csillagászati és Földtudományi Kutató Központ, Földrajztudományi Intézet 1112 Budapest, Budaörsi út 45 *kertesza@helka.iif.hu

Absztrakt

Tanulmányunk fő célja annak vizsgálata, hogy hogyan hatnak a geotextilek a talajerózióra, illetve hogyan befolyásolják a feltalaj fizikai, kémiai és biológiai tulajdonságait. 16 eróziós parcellát alakítottunk ki Abaújszántón, 15 %-os lejtőn, gyümölcsösben, hagyományos és kordonos szőlőben. A parcellákat részben Juta, Borassus és Buriti geotextilekkel borítottuk, illetve kontrollként fedetlenül hagytuk. Mindegyik geotextil hatékonynak bizonyult a talajveszteség csökkentésében. Nagyobb lefolyás értékek esetén a geotextilek hatékonynak bizonyultak a víz visszatartásában is. A talajerózió-védelemben a Borassus borítás bizonyult a leghatékonyabbnak.

1. Bevezetés

A geotextíliák alkalmazása világszerte gyors ütemben nő, főként mérnöki feladatok megoldásához használják. A talajvédelemben egyelőre még másodlagos szerepet töltenek be. Elsősorban a partvédelemben (RECIO & OUMERACI, 2007, SHINA & OH, 2007), valamint a hegy- és dombvidékek lejtőinek erózióvédelmében tölthetnek be egyre jelentősebb szerepet (LEKHA, 2004; LEKHA & KAVITHA, 2006; BHATTACHARYYA et al., 2010a).

A különböző áteresztő képességű, nem szőtt, szintetikus geotextilek teljes felületeket fednek le és így meggátolják a gyomok növekedését. A biológiai – természetes anyagból készült – geotextilek ezzel szemben szőtt anyagok, amelyek a felszínnek csak egy részét borítják, így lejtőkön is alkalmazhatók. A kevert geotextilek egyesítik az előbb említett két különböző típus kedvező tulajdonságait (BASU et al., 2009). A biológiai geotextilek hatékonyabban alkalmazhatók a talajvédelemben a szintetikus geotextilekhez képest, mert nemcsak a lefolyás mértékét (BOOTH et al., 2007, FULLEN et al., 2007), de a talajpusztulás mennyiségét (BHATTACHARYYA et al., 2008, 2009) is mérséklik. Megjegyzendő, hogy GIMÉNEZ-MORERA et al. (2010) nagyobb lefolyás értékeket mért gyapjú geotextil borítás esetén. A kisebb lefolyás és talajpusztulás értékek annak köszönhetők, hogy nem alakulhat ki vagy csak kis mértékben barázdás erózió (SMETS et al., 2007). Olyan esetek is előfordulnak, amikor a biológiai geotextilek hatékonyabban csökkentik a lepel eróziót, mint a vonalas eróziót (SMETS et al., 2009). A biológiai geotextilek talajerózió-csökkentésben betöltött hatékonyságát számos tényező befolyásolja: a lejtők hossza, meredeksége, a talaj tulajdonságai. A geotextilek lebomlása során megnövekedett szerves anyag mennviség jobb aggregátum stabilitást és nagyobb biológiai aktivitást eredményez (RICKSON, 2006). BHATTACHARYYA et al. (2010a) Buriti és a Borassus geotextilek lebomlását követően nem mért jelentős szerves anyag növekedést a talajban.

A biológiai geotextilek előállítása jóval olcsóbb, mint a szintetikus geotextilek gyártása. Szövésük nem igényel szakképesítést, alkalmat adva a munkanélküliek foglalkoztatására a harmadik világ országaiban. A biológiai geotextilek hosszú távú hatékonyságát a (EU INCO) Borassus Project keretében vizsgáltuk (BOOTH et al., 2007; FULLEN et al., 2006, 2007, 2011). E tanulmányban publikált eredményeinket is a Borassus projekt keretében értük el.

Magyarországon a talajerózió főleg a mezőgazdasági területeket fenyegeti (SZILASSI et al., 2006, CENTERI et al., 2009; FARSANG et al., 2011). A geotextilek és egyéb felszínborítás alkalmazási lehetőségei erősen korlátozottak a művelési/mezőgazdasági technológiák miatt (KERTÉSZ et al., 2007a). A szőlőkben és gyümölcsösökben, ahol gyakori a csupasz talajfelszín a meredek lejtőkön, ugyanez a probléma merül fel. A szőlősorok közötti füves mezsgyék megoldást jelenthetnek az erózió elleni védelemben, de a hazai éghajlatra jellemző csapadék mennyiség és gyakoriság nem mindig biztosít elegendő nedvességet a szőlőnek és a mezsgyék állandó füves borításának. Egy másik megoldás a mulcs, vagy geotextil borítás. A mesterséges talajborítás szerepe a talajveszteség csökkentésében a gabonatermő területeken még nem teljesen tisztázott, azonban a talajerózió modellezésben kiemelkedő fontossága van (SMETS et al., 2011a).

E tanulmány célja, hogy bemutassa a biológiai geotextilek felszíni lefolyásra és talajveszteségre gyakorolt hatását a hazai éghajlati viszonyok között. Két éves periódus alatt vizsgáltuk a lefolyás és a talajveszteség mennyiségét, a talaj bizonyos fizikai (talajnedvesség tartalom, porozitás, talajhőmérséklet) és biológiai jellemzőit, tulajdonságait különféle geotextilek (Borassus, Buriti és Jute) esetében. Három különböző földhasználatú területen zajlottak a kísérletek: hagyományos és kordonos szőlőültetvényeken és gyümölcsösben. A tanulmány gyakorlati célja a geotextilek magyarországi felhasználásának kidolgozása.

2. A vizsgált terület

A mintaterület Északkelet-Magyarországon található, ahol a szőlők és gyümölcsösök jellemzően meredek lejtőkön is előfordulnak. E vidék nemcsak bortermeléséről híres, de gyümölcstermesztése is jelentős. A meredek hegyoldalak ültetvényein nagy az erózióveszély, így a talajvédelem kiemelkedő fontosságú. A kísérleti állomást Abaújszántón alakítottuk ki (N 48° 16' 18"; E 21° 11' 23", 1. ábra).



1. ábra: A mintaterület elhelyezkedése

n=8	Nitrogén ppm	SD	SOC ppm	SD	Agyag % - 0,002	Iszap % 0,002- 0,02	Homok % 0,02-	C:N arány
Gyümölcsös	1186	201	12579	5916	7,0	69,7	23,3	10,6
Kordonos szőlő	986	109	9069	1270	7,0	69,7	23,3	9,2
Hagyományos szőlő	1906	272	25483	5035	7,9	69,7	22,5	13,4

1. táblázat: A mintaterület főbb talajtulajdonságai (SOC=Talaj szervesszén tartalma, SD=szórás, szemcseméretek mm-ben, C:N= Szén – Nitrogén arány)

Az itt található talaj vályog textúrájú erodált barna erdőtalaj (*1. táblázat*), a vázrészek aránya 14–23% m m⁻¹ értékek között változik. A talajképző kőzet amfibol andezit (KERTÉSZ et al., 2007b). A vizsgálatok teraszos lejtőn zajlottak. Az évi átlagos csapadékmennyiség 597 mm, a maximális csapadékintenzitás 83 mm h⁻¹ (1 %-os valószínűség) és a potenciális evapotranspiráció 750 mm év⁻¹ (KERTÉSZ et al., 2007c).

3. Anyag és módszer

A szőtt biológiai geotextilek három típusát vizsgáltuk, amelyeknek a fő paramétereit a 2. táblázat tartalmazza.

	Borassus	Buriti	Juta
Anyag	Pálmalevé	1	Juta rost
Vastagság (mm)	18	10	8
Felszínborítás (%)	76	44	46
Tömeg (g m^{-2})	950	520	470

2. táblázat: A geotextilek főbb tulajdonságai (Borassus aethiopium, Mauritia flexuosa, Chorchorus sp.)

A pálmalevél geotextileket kezeletlenül hagytuk, de a jutából készülteket bitumennel kezeltük, hogy gyors lebomlásukat meggátoljuk és így élettartamukat megnöveljük. A lefolyás és talajveszteség mértékét különféle földhasználati típusok esetén vizsgáltuk, geotextil alkalmazásával illetve anélkül. Négy mérő blokkot állítottunk fel. Minden egyes blokk 2x2 parcellából állt. Méretük egységesen 2x10 m. A geotextillel félig fedett és a fedetlen parcellák egymást váltva helyezkedtek el (*2. ábra*). A blokkokat keleti kitettségű, 15 %-os lejtőn alakítottuk ki. A négy blokk felépítése a következő.

- Fiatal gyümölcsös (szilvafák 2 m-es kötésben, 40%-os felszínborítás, Juta geotextil
- Kordonos szőlőültetvény, 2 m-es sortávolság, 50 %-os felszínborítás, Juta, Buriti, Borassus geotextilek
- Hagyományos szőlő, 1,2 m-es kötésben, 60 %-os felszínborítás mellett, Juta geotextil

A geotextillel borított parcellákon a parcellák alsó felét takartuk be textillel, mivel BHATTACHARYYA et al. (2009) megállapítása szerint a részben takart parcella hatékonyabb a víz megőrzésében, mint a teljesen befedett.



2. ábra: A talajpusztulás-mérő blokk vázlata

A lefolyás és a talajveszteség mérése, valamint a mintavétel az általunk kifejlesztett módszer alapján történt. A mérések 2006. június 22. és 2008. december 8. között zajlottak.

A talajnedvességet Eijkelkamp gipszblokkokkal mértük, külön-külön a parcellákon (a talajfelszínen és 20 cm-es mélységben). Ezen kívül gravimetrikus talajnedvesség méréseket is végeztünk (KERTÉSZ et al. 2011). A talajhőmérséklet változásokat és a geotextilek e változásokra gyakorolt hatását 20 cm-es mélységben elhelyezett talajhőmérők segítségével vizsgáltuk. A talajhőmérséklet mérése percenként történt.

A porozitás vizsgálatokhoz 100 cm³-es bolygatatlan mintákat vettünk, a talaj felső 0–7 cm vastag rétegéből. A telített hidraulikus vezetőképesség meghatározása beszivárgás mérésekkel történt (Vér,

1982). A feltalaj biológiai aktivitásának meghatározásához Unger-féle cellulózteszt használtunk. Kora tavasszal, parcellánként, 5 cm-es mélységben 3 pamut tesztet helyeztünk el. A vegetációs periódus végén (9 hónappal később) a csomagokat kiemeltük a talajból. A biológiai aktivitás mértékére a cellulóz lebomlásából lehet következtetni, a talajba elhelyezett illetve onnan kivett minták közötti súlykülönbség alapján.

A talaj szervesszén tartalmának és teljes nitrogén tartalmának megállapításához 5 talajmintát vettünk a jutával fedett parcellákról, a vizsgálati időszak kezdete előtt (2006) és után (2008). A méréseket Tekmar Dohrmann Apollo 9000 NDIR spektrométerrel végezttük. A talaj szemcseméret-eloszlását Fritsch Analysette Microtech 22 lézer diffraktométerrel határoztuk meg.

A normális eloszlású adatokat variancia analízissel, post hoc Tukey teszttel és lineáris regresszióval elemeztük.

4. Eredmények

4.1. Lefolyás és talajveszteség

A mérési időszak alatt 277 csapadék eseményt jegyeztünk fel. Felszíni lefolyás csupán 44, talajveszteség 39 esetben fordult elő (*3. táblázat*), vagyis talajveszteség a lefolyás események 89%-ában fordult elő.

Vizsgált időszak	2006.06 - 2008.12							
Csapadék	277 alkalommal							
Lefolyás	44 alk	alommal						
Talajveszteség	39 alkalommal							
	Maximum	Medián						
Iőtartam (min)	2811	22,3						
Intenzitás (mm h ⁻¹)	38.7	0,7						
$I_{10} (mm h^{-1})$	78	1,6						

3. táblázat: A regisztrált csapadékok főbb statisztikai adatai, I10 = maximális 10 perces intenzitás

Az első évben a 141 csapadék eseményből 23 generált lefolyást, amelyekhez 21 esetben társult talajveszteség. A vizsgált paraméterek (a csapadék mennyisége és intenzitása, maximális intenzitás stb.) és a felszíni lefolyás között nem találtunk kapcsolatot és küszöb értékeket sem tudtunk megállapítani. BHATTACHARYYA et al. (2010b) eredményeivel összhangban az valószínűsíthető, hogy a fent említett paraméterek, valamint más tényezők, úgy mint az aktuális talajnedvesség tartalom, együttesen irányítják a beszivárgás és a lefolyás dinamikáját.

Közismert, hogy a felszíni lefolyásra és a talajveszteségre az alkalmazott talajművelési módok is hatással vannak (SZILASSI et al. 2010). Korábbi kutatási eredmények azt mutatják, hogy a geotextilek alkalmazása csökkenti a felszíni lefolyást (AHN et al., 2002; BHATTACHARYYA et al., 2008; LEKHA, 2004; SMETS et al., 2007). A geotextilek erózió és lefolyás megelőzésében betöltött hatékonyságát a lefolyás mértéke határozza meg, amely csupasz talajfelszínen is mérhető. Az általunk alkalmazott és e tanulmányban szereplő geotextilek nem csökkentették a lefolyó víz mennyiségét olyan területeken, amelyet kis mértékű lefolyás jellemzett (hagyományos szőlőültetvény, *4. táblázat*).

	Gyü	mölcsös		Kordon	Hagyományos szőlő				
	Juta	Fedetlen	Juta	Borassus	Buriti	Fedetlen	Juta	Fedetlen	
Lefolyás mm év ⁻¹	7,1	9,5	13,7	17,2	11,2	29,0	7,5	6,3	
Lefolyási arány	1,3	1,7	2,5	3,6	2,3	5,3	1,4	1,1	

4. táblázat: Összegzett lefolyások (két parcella átlagában)

Ezek az eredmények összecsengenek BHATTACHARYYA et al. (2008) által közöltekkel. A gyenge lefolyású területekkel szemben a nagymértékű lefolyással jellemezhető területeken a geotextilek hatékonynak bizonyultak a lefolyás mennyiségének csökkentésében. Eredményeink azt mutatják, hogy a gyümölcsösben a geotextilek alkalmazása 25 %-os csökkenést eredményezett a lefolyásban. A legnagyobb lefolyás csökkenést a legnagyobb lefolyás értékekkel bíró kordonos szőlőültetvényen tapasztaltuk.

A geotextillel fedett, illetve a fedetlen parcellák lefolyás értékei azt mutatják, hogy köztük csupán igen gyenge a korreláció, a földhasználat módjától függetlenül. A jutával fedett gyümölcsösben és a hagyományos szőlősben a lefolyás értéke/mennyisége 5–7 %-kal nőtt, míg a kordonos szőlőültetvényben 250%-os csökkenés volt tapasztalható (*3. ábra*).



3. ábra: A Juta borítás hatása a lefolyásra eltérő művelésmódok mellett 44 csapadékesemény alapján

A kordonos szőlőültetvényeken, ahol a talaj Borassus és Buriti borítással volt fedett, szintén kisebb lefolyás értékeket mértünk, bár a determinációs koefficiens nagyon alacsony volt (4. ábra). A geotextilek felszíni lefolyásra kifejtett hatása elsősorban a csapadék tulajdonságaitól függ, azonban a teljes intenzitás és a 30 perces maximális intenzitás, valamint a lefolyás értékek között nem találtunk összefüggést.

A lefolyás mértékében tapasztalható csökkenés függ a geotextil anyagának minőségétől is. Mitchell et al. (2003) vizsgálatai is azt mutatták, hogy a Juta borítás csökkenti a lefolyást és a talajveszteséget is. A lefolyás mennyisége 50%-kal volt alacsonyabb a jutával fedett talajokon a fedetlen talajokhoz képest, míg a Buriti fedés csupán 25%-os csökkenést eredményezett.

Hasonló eredményeket kaptunk a kordonos szőlőültetvényeken, ahol a talaj Borassus geotextillel volt fedve. Ha a csapadék mennyisége meghaladta az eseményenkénti 9 mm-t, megindult az erózió, kivéve egy esetben, amikor már 2 mm csapadék is erózióhoz vezetett. Az 5. táblázat összefoglalja, hogyan változott a lepusztult talaj mennyisége a vizsgált csapadék események függvényében.


4. ábra: Borassus és Buriti fedés hatása a lefolyásra 15 csapadékesemény alapján

Szembetűnő a különbség a gyümölcsös és a kordonos szőlőültetvények között az erodált talaj mennyiségét illetően: a hasonló talajfizikai adottságok ellenére csupasz talajfelszín és Juta borítás esetén is 900%-os volt az eltérés. Mindez a különböző mértékű felszínborítással magyarázható: a kordonos szőlők egységnyi területe nagyobb felszínborítottsággal jellemezhető.

A legnagyobb mértékű talajfedettség a hagyományos szőlőben található, amelyet a szőlő lombozata és a kőzettörmeléknek nagy aránya biztosít. Valószínűleg épp a kőzettörmelék nagy aránya az oka annak, hogy a geotextilek kevésbé bizonyultak hatékonynak a talajerózió csökkentésében. A talajveszteség jelentős mértékben csökkent a jutával fedett parcellákon. A geotextillel fedett és fedetlen parcellákat összehasonlítva azt találtuk, hogy a Juta borítás 80%-os csökkenést eredményezett. Érdekes, hogy a lefolyás mennyiségében nem tapasztaltunk csökkenést, sőt az nagyobb volt a geotextillel fedett területeken.

	Gyün	nölcsös		Kordor	Hagyományos szőlő			
	Juta	Fedetlen	Juta	Borassus	Buriti	Fedetlen	Juta	Fedetlen
Talajveszteség (t ha ⁻¹ év ⁻¹)	0,56	2,63	5,29	2,83	6,67	24,83	0,12	0,13
K (t h MJ ⁻¹ mm ⁻¹)		0,0045				0,0427		0,0002
Р	0,21		0,21	0,11	0,27		0,98	

5. táblázat: Talajveszteség értékek és a geotextilek talajvédelmét számszerűsítő USLE féle "P" tényező értékei

A gyümölcsösben és a kordonos szőlőben a talajveszteség teljes mennyisége csupán 20% volt a fedetlen talajokéhoz képest. A Juta kedvező hatása azzal magyarázható, hogy csökkentette a csepperózió mértékét. BHATTACHARYA et al. (2010a, 2011a, b) pálmalevél-borítás esetén végzett vizsgálatai is ezt igazolják. Hasonlóan a lefolyás értékekhez, a talajveszteség is csupán 5–10%-os volt a Buriti és Borassus geotextillel fedett területeken a kontroll területekhez viszonyítva. A kordonos szőlőben 2–4szer kevesebb talaj hordódott le, ha a talajt Buriti vagy Borassus geotextilek borították Juta helyett.

Amikor a talajveszteséget egy-egy csapadék esemény esetében tanulmányoztuk, a fedett és fedetlen területek között különböző összefüggéseket tapasztaltunk. Amikor a gyümölcsöst vizsgálva elhagytuk a 36 adatot tartalmazó eseménysorból a két szélsőséges értéket (*5. ábra*), jó korrelációt találtunk a két különböző terület között. Megjegyzendő, hogy a két szélsőséges csapadék esemény a megfigyelési időszak összes talajveszteségének kb. a feléért felelős. Az eredmények azt mutatják, hogy a Juta borítás a talajeróziót 7,7-szeresen csökkentette.

Kifejezetten szoros az összefüggés a kordonos szőlő esetében (5. *ábra*). Ez azt jelenti, hogy a talajveszteség 4,5-ször magasabb volt a borítás nélküli területeken a geotextillel fedettekhez képest. A hagyományos szőlőkben kis eltérés mutatkozott a talajveszteség értékekben a fedett és fedetlen területek között (*5. ábra*).



5. ábra: Talajveszteség értékek eltérő művelésmódok mellett Juta borítás hatására (34 csapadék alapján)

A fent említett összefüggések csak bizonyos talajveszteségi küszöbérték alatt relevánsak. Feltehetően a küszöbérték felett más folyamatok, pl. a lineáris erőzió válik dominánssá. Ahhoz, hogy ezt az értéket meghatározzuk, hosszú távú parcellás mérésekre, vagy mesterséges esőztetési kísérletekre van szükség.

A geotextilek védő hatása az Általános Talajveszteség Becslési Egyenlet (USLE) P faktora alapján is meghatározható (WISCHMEIER & SMITH 1978, BILAȘCO et al. 2009, ȘTEFĂNESCU et al. 2011). Összegezve a mért csapadék (2007. 01. 01. – 2008. 08. 31) értékeit, R= 257,3 értéket kaptuk. Mivel minden egyes parcella talajveszteség értéke (A), a topográfiai tényező (LS=0,6715) és növényborítottság tényezőinek értéke ismert, ki lehet számítani az erodálhatósági tényezőt (K) (CENTERI, 2002, ARGHIUS & ARGHIUS 2011). A fentiek alapján a fedett és fedetlen területek talajveszteségének aránya egy adott földhasználatú területen belül a geotextilek védő hatását kifejező tényezőként (P) értelmezhető (*5. táblázat*).

4.2 A geotextilek hatása a talajveszteség textúrájára

A lepusztult talajmennyiség textúrája a geotextil borítás hatására megváltozott. Az átlagos talajveszteség a geotextillel fedett területeken a homok frakció hiányával jellemezhető, amely kb. 20 %-os volt az eredeti talajokon. A geotextilek szűrő hatása leginkább a durva talaj frakciókon érvényesült, függetlenül a csapadék mennyiségétől és intenzitásától, valamint a hordalék mennyiségétől. BHATTACHARYYA et al. (2010a) a feltalaj homok tartalmának relatív növekedéséről számolt be Borassus fedés esetén két éves vizsgálati időszak alapján. Ebben az esetben a talajveszteséget elsősorban csepperózió idézte elő. A mi vizsgálati eredményeink a csepperózió mellett a barázdaközi erózió jelentőségére is rámutatnak.

Mivel az egy csapadékeseményből származó erodált talajmennyiség szemcseméret eloszlását további tényezők is befolyásolják, úgymint a földhasználat, a csapadékmennyiség és intenzitás stb., a vizsgálati eredményeket külön-külön kell interpretálni, mérési páronként, mint ahogy az a 6. ábrán is látható. Az eredmények azt mutatják, hogy a kordonos szőlőben az erodált talaj agyag tartalmát nem befolyásolja a geotextil borítás. A gyümölcsösöben és a hagyományos szőlőben a Juta borítás alatt az erodált talaj agyagtartalma a felére csökkent, habár az összefüggések meglehetősen gyengék.



6. ábra. Juta borítás hatása a talajveszteség agyagtartalmára 42 csapadék alapján

4.3 A geotextil borítás hatása a porozitásra

A térfogattömeg és a porozitás közötti kapcsolat hiánya a feltalaj nagyarányú vázrész tartalmával magyarázható. A gyümölcsösben, a kordonos és hagyományos szőlőkben vett minták kezdeti paraméterei nagy különbségeket mutatnak (6. táblázat).

Terület- használat	Talajfedés	Térfogat- tömeg g cm ⁻³	Víztarta- lom cm ³ cm ⁻³	Gra- vitációs pórusok cm ³ cm ⁻³	Kapilláris és adszorpciós pórusok cm ³ cm ⁻³	összes porozitás cm ³ cm ⁻³	Fajsúly g cm ⁻³	Telített vízvezetés mm h ⁻¹
Gyümölcsös	kezdeti állapot	1,25	0,291	0,166	0,365	0,532	2,7	2,5
	fedett	1,32	0,300	0,151	0,359	0,510	2,7	-
	fedetlen	1,23	0,263	0,226	0,335	0,561	2,8	-
Kordonos	kezdeti állapot	1,41	0,264	0,154	0,310	0,464	2,6	0,4
szőlő	fedett	1,25	0,254	0,188	0,339	0,527	2,6	-
	fedetlen	1,33	0,264	0,117	0,375	0,493	2,6	-
Hagyomá- nyos szőlő	kezdeti állapot	1,13	0,300	0,176	0,356	0,532	2,4	3,0
	fedett	1,13	0,281	0,209	0,330	0,540	2,5	-
	fedetlen	1,05	0,286	0,225	0,329	0,554	2,3	-

6. táblázat: A feltalaj (0-8 cm) porozitása.

Az értékek három mérés átlagai A vastagított értékek 2006-ból, a többi 2008-ból származnak

A hagyományos szőlőben vett talajminta térfogat tömege volt a legalacsonyabb. Ennek egyik oka a talajképző kőzet tulajdonságaiból adódhat, ahogy arra a fajsúly értékek is utalnak. A másik két blokkban nagyobb és egymáshoz nagyon hasonló térfogattömeg értékeket mértünk Az infiltráció tekintetében is egy egységnek tekinthető a gyümölcsös és a kordonos szőlő függetlenül attól, hogy különböző a két vizsgált területtípus talajának ásványi összetétele. Esetükben a teljes porozitás értékek majdnem azonosak.

A kordonos szőlőültetvény talajának van a legalacsonyabb teljes pórustérfogata, de a kapillárisgravitációs pórustere is kisebb, mint a két másik terület esetében. Ez az eltérés azonban nem olyan nagy, hogy a beszivárgás drasztikus csökkenését okozná. A magyarázat sokkal inkább a gravitációs pórusok kedvezőtlen eloszlása és a talajművelés hatása lehet.

Eredményeink azt mutatják, hogy a geotextilek hatása a talaj fizikai tulajdonságaira nem jelentős. BHATTACHARYYA et al. (2011a) vizsgálatai szerint a két éves mérési periódus elteltével a geotextil borítás hiánya jelentős térfogat tömeg növekedést és aggregátum-stabilitás csökkenést okozott, míg a geotextillel borított területeken semmi jelentős különbséget nem mutattak ki. Ezen kívül Borassus és Buriti geotextil borítás alatt nem észleltek kimutatható változást a talaj szerves szén, pH és összes nitrogén tartalmában sem.

Eredményeink alapján kijelenthetjük, hogy a 30 hónapos kutatási időszak nem volt elegendő arra, hogy a Juta borítás jelentős változásokat (p<0,005) idézzen elő a feltalaj szerves szén és teljes nitrogén tartalmában (7–8. *ábra*).



7. ábra: A talaj szervesszén tartalmának változása két év Juta borítás hatására eltérő területhasználat esetén



8. ábra: A talaj teljes nitrogén tartalmának változása két év Juta borítás hatására eltérő területhasználat esetén

4.4 Talajnedvesség

Gyakran tapasztaltunk magas (telített) talajnedvesség-tartalmat a geotextillel fedett talajok vizsgálatakor, alacsony évi csapadék átlag és nagy hőmérséklet-ingadozás esetén is. A geotextil típusa (Juta, Borassus, Buriti) azonban nem okozott jelentős különbségeket a talajok aktuális talajnedvességében. A fedetlen talajokat erős talajnedvesség-ingadozás jellemezte, míg a geotextillel fedett területeken a talaj gyakran volt telítve vízzel, de ez az összefüggés statisztikailag nem volt igazolható. A talajnedvességtartalom biológiai eredetű geotextil borítás hatására bekövetkező változásairól részletes elemzés KER-TÉSZ et al. (2010) tollából olvasható.

4.5 A geotextilek hatása a talajhőmérsékletre

A talajhőmérséklet napi ingadozása 9–10 °C körül alakult a gyümölcsösben függetlenül attól, hogy csupasz talajfelszínről volt szó vagy geotextillel fedettről. A biológiai geotextilek árnyékban (kordonos szőlőültetvény) talajhőmérséklet pufferként működtek, 6–7 °C-ról 3–4 °C-ra csökkentve a hőmérsékletingadozás értékét. Ez esetben a minimum érték fedett és fedetlen talajok esetében ugyanannyi volt, míg legmagasabb napállásnál a fedett talajok kevésbé melegedtek fel. Felhős nyári időszakban ez a mérséklő hatás nem érvényesült (9. ábra).



 9. ábra: Napi talajhőmérséklet ingadozás 20 cm mélységben (2007. július) A – kordonos szőlő, B – hagyományos szőlő

A mérési eredmények alátámasztják, hogy a geotextilek csökkentik a talajhőmérséklet napi ingadozását derült, anticiklon hatása alatt álló időjárás esetén. Nyáron, derült időben a talajhőmérséklet napi ingadozása a talajfelszínt érő napsugárzástól függ. A legmagasabb beeső sugárzási értékeket a gyümölcsös talajfelszínén mértük, míg a legalacsonyabbakat a kordonos szőlőben.

A biológiai geotextileknek mérséklő hatása a tavaszi időszakban is megfigyelhető. Tavasszal a biotextillel fedett és fedetlen talajok hőmérséklet-ingadozása közötti különbség a beeső napsugárzás értékének növekedésével (*10A ábra*) növekszik. A fedett talajok napi minimum és maximum értékei azonban nem lépik túl a fedetlen talajok minimum és maximum hőmérsékleti értékei közötti intervallumot a tavaszi időszak első felében, ami ellentétes a nyáron tapasztaltakkal. A hőmérséklet állandó csökkenésének kezdetén a geotextilek néhány napig késleltetik a lehűlést.



10. ábra: Napi talajhőmérséklet ingadozás 20 cm mélységben A - 2007 április, B - 2007 szeptember

Csökkenő beeső napsugárzás esetén, derült, felhős és esős napokon sem volt a talajhőmérsékletingadozás mérséklése olyan látványos, mint a nyári időszakban, a geotextillel borított talajok minimum és maximum hőmérsékleti értékei pedig ismét a fedetlen talajok minimum és maximum hőmérsékleti értékei közötti intervallumban maradtak (*10B ábra*). A geotextilek hatékonysága a talajhőmérsékletingadozás mérséklésében a felszínt érő beeső napsugárzás értékétől függ, azonban határozott küszöbérték nem határozható meg e tekintetben. A talajhőmérséklet-ingadozás mérséklése kevésbé hatékony ~950–980 µmol cm⁻² s⁻¹ érték felett. Árnyékolás esetén nem figyeltünk meg puffer hatást, ha a napsugárzás maximális értéke nem haladta meg a 200 µmol cm⁻² s⁻¹ µmol értéket.

4.6 A geotextilek hatása a talaj biológiai aktivitására

A geotextilek azáltal lehetnek hatással a talajok biológiai aktivitására, hogy befolyásolják a hőmérsékletet és a talajnedvesség-tartalmat. Ezzel kapcsolatos kutatásaink eredményei ellentmondásosak. A pálmalevél geotextilek minden esetben csökkentették a talaj biológiai aktivitását, bár a különbségek nem voltak szignifikánsak (p<0,05). A Juta borítás nem volt hatással a cellulóz biológiai lebontására a szőlők területén, míg a gyümölcsösben a lebontó tevékenység növekedett, de nem szignifikáns módon (p<0,05, 7. táblázat).

	Gyi	ümölcsös		Korde	Hagyományos szőlő			
	Juta	Fedetlen	Juta	Borassus	Buriti	Fedetlen	Juta	Fedetlen
Átlag	69,5	59,7	57,8	47,1	55,5	59,8	66,4	65,1
Szórás	2,1	15,5	14,3	18,0	13,7	15,5	2,1	9,7

7.	táblázat:	А	lebomlott	cellulóz	mennyisége	%	(n=6)
· ·	reno renzerre		1000111011	eenaron.	mennymene		(0)

5. Következtetések

A geotextilek talajerózió mérséklő hatása igen jelentős a szőlőkben erodált és nem erodált felszínen egyaránt. A talajerózió legnagyobb mértékben a kordonos szőlőültetvényeken jelentkezett. A geotextilek talajvédő hatása leginkább a durva homokfrakción volt megfigyelhető. A három vizsgált geotextil közül a Juta borítás bizonyult a legjobbnak a lefolyás mértékének minimalizálásában, míg a Borassus geotextil volt a leghatékonyabb a talajveszteség csökkentésében alatt. A Buriti geotextil sem a talajveszteséget, sem a lefolyás értékét nem csökkentette olyan mértékben, mint a két másik geotextil. Kutatásaink eredményeként azt a végkövetkeztetést vontuk le, hogy a talajvédelem mértéke nem köthető közvetlenül, kizárólagosan a különféle geotextilek hatékonyságához. A geotextilek talajvédő hatása és a lefolyás csökkentésében betöltött szerepe leginkább megnövekedett lefolyási értékek esetén válik jelentősebbé.

A fent említettekből egyenesen következik, hogy ÉK-Magyarország hegyvidékének meredek lejtőin Juta geotextileket érdemes alkalmazni, mert ezeken a területeken van a legnagyobb jelentősége a vízvisszatartásnak. Bár a Borassus geotextilek talajvédő hatása jobb, a Juta geotextilek lassabban bomlanak le, így hosszabb időn keresztül védik a talajt. A geotextilek alkalmazhatóságát befolyásolják az előállítási és szállítási költségek is. Éppen ezért nagyobb területen, nagyobb felszínborítás esetén is ajánlatos lenne vizsgálni alkalmazhatóságukat. A kutatási eredményeink korlátozottan alkalmasak nagyobb területre történő kiterjesztésre a környezeti tényezők nagyfokú változékonysága miatt. A környezeti tényezők szerepének tisztázása további kutatásokat igényel.

Mivel bizonyos talajtulajdonságok (szerves szén tartalom, porozitás, biológiai aktivitás) a három éves időszak alatt nem változtak jelentősen, hosszabb vizsgálati idő szükséges ahhoz, hogy megbízható eredményeket kaphassunk szerepükről.

Irodalomjegyzék

- Ahn, T.B., Cho, S.D., Yang S.C. 2002. Stabilization of soil slope using geosynthetic mulching mat. Geotextiles and Geomembranes 20. 135–146
- Arghius, C., Arghius, V. 2011. The quantitative estimation of the soil erosion using usle type romsem model. Casestudy- the codrului ridge and piedmont (Romania). Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences 6(2): 59-66
- Basu, G., Roy, A.N., Bhattacharyya, R., Ghosh, S.K. 2009. Construction of unpaved rural road using jute–synthetic blended woven geotextile – A case study. Geotextiles and Geomembranes 27. 506–512
- Bhattacharyya, R., Davies, K., Fullen, M.A., Booth, C.A. 2008. Effects of palm-mat geotextiles on the conservation of loamy sand soils in east Shropshire, UK. Adv. GeoEcol. 39. 527–538.
- Bhattacharyya, R., Fullen, M.A., Davies, K., Booth, C.A. 2009. Utilizing palm-leaf geotextile mats to conserve loamy sand soil in the United Kingdom. Agriculture, Ecosystems and Environment 130. 50–58.
- Bhattacharyya, R., Fullen, M.A., Davies, K., Booth, C.A. 2010a. Use of palm-mat geotextiles for rainsplash erosion control. Geomorphology 119. 52-61.
- Bhattacharyya, R., Smets, T., Fullen, M.A., Poesen, J., Booth, C.A. 2010b. Effectiveness of geotextiles in reduceing runoff and soil loss: A synthesis. Catena 31. 184-195.
- Bhattacharyya, R., Fullen, M.A., Booth, C.A., Smets, T. 2011a. Use of palm-mat geotextiles for soil conservation: I. Effects on soil properties. Catena 84. 99-107
- Bhattacharyya, R., Fullen, M. A., Booth, C. A., Kertesz, A., Toth, A., Szalai, Z., Jakab, G., Kozma, K., Jankauskas, B., Jankauskiene, G., Bühmann, C., Paterson, G., Mulibana, E., Nell, J. P., Van Der Merwe, G. M. E., Guerra, A. J. T., Mendonca, J. K. S., Guerra, T. T., Sathler, R., Bezerra, J. F. R., Peres, S. M., Yi, Z., Yongmei, L., Li, T., Panomtarachichigul, M., Peukrai, S., Thu, D. C., Cuong, T. H., Toan, T. T. 2011b. *Effectiveness of biological geotextiles for soil and water conservation in different agro-environments*. Land Degradation and Development, Accepted article DOI: 10.1002/ldr.1097
- Bilaşco, S., Horvath Cs., Cocean, P., Sorocovschi, V. Oncu, M. 2009. Implementation of the usle model using gis techniques. Case study the Someşean plateau. Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences, 4(2) 123 – 132
- Booth C.A., Fullen, M.A., Sarsby, R.W., Davies K., Kurgan, R., Bhattacharyya, R., Poesen, J., Smets, T., Kertesz, A., Tóth, A., Szalai, Z., Jakab, G., Kozma, K., Jankauskas, B., Trimirka, V., Jankauskiene, Buhmann, C., Paterson, G., Mulibana, E., Nell, J.P., van der Merwe, G.M.E., Guerra, A.J.T., Mendonca, J.K.S., Guerra, T.T., Sathler, R., Zheng Yi, Li Yongmei, Panomtarachichigul, M., Peukrai, S., Thu, D.C., Cuong, T.H., Toan, T.T., Jonsyn-Ellis, F., Jallow, S., Cole, A., Mullholland, B., Dearlove, M. and Corkhill, C. 2007. *The BORASSUS Project: aims, objectives and preliminary insights into the environmental and socio-economic contribution of biogeotextiles to sustainable development and soil conservation*. In: A. Kungolas, C.A. Brebbia and and E. Beriatos

(Eds) *Sustainable Development and Planning III*, Volume 2, Wessex Institute of Technology (WIT Press), Southampton, UK. pp. 601-610.

- Centeri, Cs. 2002. The role of vegetation cover in the control of soil erosion on the Tihany peninsula Acta Botanica Hungarica 44(3–4), 285–295.
- Centeri, Cs., Herczeg, E., Vona, M., Balázs, K., Penksza, K. 2009. The effects of land-use change on plant-soilerosion relations, Nyereg Hill, Hungary. Journal of Plant Nutrition and Soil Science, 172(4), 586-592.
- Chattopadhyay, B.C., Chakravarty S. 2009. Application of jute geotextiles as facilitator in drainage Geotextiles and Geomembranes 27 156–161
- Davies, K., Fullen, M.A., Booth, C.A. 2006. A pilot project on the potential contribution of palm-mat geotextiles to soil conservation. Earth Surface Processes and Landforms 31, 561–569.
- Farsang, A., Kitka, G., Barta, K. 2011. Mezőgazdaságilag hasznosított kisvízgyűjtők talajerózióhoz kötődő elemdinamikája. Talajvédelem különszám: 339-349. (In Hungarian with English abstract)
- Fullen, M.A., Booth, C.A., Sarsby, R.W., Davies, K., Bhattacharyya, R., Poesen, J., Smets, T., Kertész, A., Tóth, A., Szalai, Z., Jakab, G., Kozma, K., Jankauskas, B., Trimirka, V., Jankauskiene, G., Bühmann, C., Paterson, G., Guerra, A.J.T., Mendonça, J.K.S., Zheng Yi, Li Yongmei, Panomtarachichigul, M., Dao Chau Thu, Tran Huu Cuong, Truong Thi Toan, Jonsyn-Ellis, F., Corkhill, C., Mulholland, B. and Dearlove, M. 2006: *The potential contribution of palm mat geotextiles to soil conservation and sustainable development*. In: Martinez-Casasnovas, J.A., Pla Sentis, I., Martin, M.C.R. and Solanes, J.C.B. (Eds) *Soil and Water Conservation under Changing Land Use*, Universitat de Lleida Press, Lleida, Spain. pp. 303-306.
- Fullen, M.A., Booth, C.A., Sarsby, R.W., Davies, K., Kugan, R., Bhattacharyya, R., Subedi, M., Poesen, J., Smets, T., Kertész, Á., Tóth, A., Szalai, Z., Jakab, G., Kozma, K., Jankauskas, B., Jankauskiene, G., Bühmann, C., Paterson, G., Mulibana, E., Nell, J.P., van der Merwe, G.M.E., Guerra, A.J.T., Mendonça, J.K.S., Guerra, T.T., Sathler, R., Bezerra, J.F.R., Peres, S.M., Yi, Z., Yongmei, L., Li, T., Panomtarachichigul, M., Peukrai, S., Thu, D.C., Cuong, T.H., Toan, T.T., Jonsyn-Ellis, F., Jallow, S., Cole, A., Mulholland, B., Dearlove, M. and Corkill, C. 2007. Contributions of biogeotextiles to sustainable development and soil conservation in developing countries: the BORASSUS Project. In: Ecosystems and Sustainable Development WIT Press, Southampton (UK). pp. 123-141.
- Fullen, M.A., Subedi, M., Booth, C.A., Sarsby, R.W., Davies, K., Bhattacharyya, R., Kugan, R., Luckhurst, D.A., Chan, K., Black, A.W., Townrow, D., James, T., Poesen, J., Smets, T., Kertesz, A., Toth, A., Szalai, Z., Jakab, G., Jankauskas, B., Jankauskiene, G., Búhmann, C., Paterson, G., Mulibana, E., Nell, J.P., Van Der Merwe, G.M.E., Guerra, A.J.T., Mendonca, J.K.S., Guerra, T.T., Sathler, R., Bezerra, J.F.R, Peres, S.M., Yi, Z., Yongmei, L., Tang Li, Panomtarachichigul, M., Peukrai, S., Dao Chau Thu, Tran Huu Cuong, Truong Thi Toan, Jonsyn-Ellis, F., Sylva, J.Z., Cole, A., Mulholland, B., Dearlove, M., Corkill C., Tomlinson P. 2011. Utilizing biological geotextiles: introduction to the BORASSUS project and global perspectives. Land Degradation and Development, Accepted article DOI: 10.1002/dr.1105
- Giménez-Morera, A., Ruiz Sinoga, JD., Cerdà, A. 2010. *The impact of cotton geotextiles on soil and water losses from mediterranean rainfed agricultural land.* Land degradation and development DOI: 10.1002/ldr.971
- Kertész, Á., Bádonyi, K., Madarász, B., Csepinszky, B. 2007a. Environmental aspects of Conventional and Conservation tillage. In: Goddard, T., Zoebisch, M., Gan, Y., Ellis, W., Watson, A., Sombatpanit, S. (eds) 2007. No-till farming systems. Special Publication No. 3, World Association of Soil and Water Conservation, Bangkok, ISBN: 978-974-8391-60-1, 313-329.
- Kertész, Á., Tóth, A., Szalai, Z. 2007b. The role of geotextiles in soil erosion and runoff control. In: Auzet, A-V., Jetten, V., Kirkby, M., Boardman, J., Dostal, T., Krasa, J., Stankoviansky, M. (eds) Proceedings of the International Conference on Off-site impacts of soil erosion and sediment transport. October 1-3. 2007. Czech Technical University, Prague, Czech Republic. pp. 45-53.
- Kertész, Á., Tóth, A., Szalai, Z., Jakab, G., Kozma, K., Booth, C.A., Fullen, M.A., Davies, K. 2007c. Geotextile as a tool against soil erosion in vineyards and orchards. In: Kungolas, A., Brebbia, C.A., Beriatos, E. (eds.) Sustainable Development and Planning III. Volume 2. WIT Press. Southampton, UK. pp. 611-619
- Kertész, A., Szalai, Z., Jakab, G., Tóth, A., Szabó, Sz., Madarász, B., Jankauskas, B., Guerra, A., Bezerra, F., Panomtaranichagul, M., Thu, D.C., Yi, Z. 2011. *Biological geotextiles as a tool for soil moisture conservation*. Land Degradation and Development, Accepted article DOI: 10.1002/ldr.1098
- Lekha, K.R. 2004. Field instrumentation and monitoring of soil erosion in coir geotextile stabilised slopes-A case study. Geotextiles and Geomembranes 22. 399-413.
- Lekha, KR. & Kavitha V. 2006. Coir geotextile reinforced clay dykes for drainage of low-lying areas. Geotextiles and geomembranes 2.: 38-51.
- Madarász, B. 2009. A magyarországi erubáz talajok komplex talajtani vizsgálata, különös tekintettel agyagásványösszetételükre. (Complex pedologic analysis of the Hungarian erubáz soils with special reference to their claymineral composition) PhD dissertation, Eötvös Loránd University, Budapest, 134 p. In Hungarian with English theses
- Mitchell, D.J., Barton, A.P., Fullen, M.A., Hocking, T.J., Wu, Bo Zhi, Zheng, Yi 2003. Field studies of the effects of jute geotextiles on runoff and erosion in Shropshire, UK. Soil Use Manage. 19, 182–184.
- Recio, J., Oumeraci H. 2007. Effect of deformations on the hydraulic stability of coastal structures made of geotextile sand containers. Geotextiles and Geomembranes, 25(4-5), 278-292.

- Rickson, R.J. 2006. Controlling sediment at source: an evaluation of erosion control geotextiles. Earth Surface Processes and Landforms 31, 550–560.
- Sarsby, R.W., 2007. Use of 'Limited Life Geotextiles' (LLGs) for basal reinforcement of embankments built on soft clay. Geotextiles and Geomembranes 25(4–5), 302–310.
- Shina, E.C. & Oh, Y.I. 2007 Coastal erosion prevention by geotextile tube technology Geotextiles and Geomembranes 25(4-5), 264–277
- Smets, T., Poesen, J., Fullen, M.A., Booth, C.A. 2007. *Effectiveness of palm and simulated geotextiles in reducing run-off and inter-rill erosion on medium and steep slopes.* Soil use and Management 23, 306-316.
- Smets, T. & Poesen, J. 2008. Impacts of soil tilth on the effectiveness of biological geotextiles in reducing runoff and interrill erosion. Soil and Tillage Research, 103(2), 356-363.
- Smets, T., Poesen, J., Langhans, C., Knapen, A., Fullen, M.A. 2009. Concentrated flow erosion rates reduced through biological geotextiles. Earth Surface Processes and Landforms 34(4), 493-502.
- Smets, T., Borselli, L., Poesen, J., Torri, D. 2011. Evaluation of the EUROSEM model for predicting the effects of erosion-control blankets on runoff and interrill soil erosion by water Geotextiles and Geomembranes 29(3), 285-297.
- Smets, T., Poesen, J., Bhattacharyya, R., Fullen, M. A., Subedi, M., Booth, C. A., Kertész, A., Szalai, Z., Toth, A., Jankauskas, B., Jankauskiene, G., Guerra, A., Bezerra, J. F. R., Zheng Yi, Panomtaranichagul, M., Bühmann, C. Paterson, D. G. 2011. Evaluation of biological geotextiles for reducing runoff and soil loss under various environmental conditions using laboratory and field plot data. Land Degradation and Development, Accepted article DOI: 10.1002/ldr.1095
- Ştefănescu, L., Constantin, V., Surd, V., Ozunu, A. Vlad, SN. 2011. Assessment of soil erosion potential by the USLE method in Roşia Montană mining area and associated natech events. Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences 6(1), 35 – 42.
- Subaida, E.A., Chandrakaran, S., Sankar, N. 2008. Experimental investigations on tensile and pullout behaviour of woven coir geotextiles. Geotextiles and Geomembranes 26, 384–392.
- Szilassi, P., Jordan, G., Van Rompaey, A., Csillag, G. 2006 Impacts of historical land use changes on erosion and agricultural soil properties on the Kali Basin at Lake Balaton, Hungary. Catena 68, 96-108.
- Szilassi, P., Jordan, G., Kovacs, F., Van Rompaey, A., Van Dessel, W. 2010. Investigating the link between soil quality and agricultural land use change. A case study on the lake Balaton catchment, Hungary. Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences 5(2), 61-70.
- Unger, H. 1968. Über den Aussangewat der mit dem Gazebenteltest erzielten Zelluloseabbau Ergebnisse. Tagengsberichte. DAL Berlin. 96 p.
- Vér, F. 1982. A talajszerkezet vizsgálatának és javításának fontossága növénytermelési szempontból. (Importance of soil porosity investigations and amelioration) Keszthelyi Agrártudományi Egyetem, Keszthely, Hungary (In Hungarian)
- Wischmeier, W.H., Smith, D.D. 1978. Predicting rainfall erosion losses: A guide to conservation planning. USDA Agricultural Handbook 537, US Government Printing Office, Washington, D.C.

Őskörnyezeti változások elemzése az Al-Duna mentén, a viatovói típusfeltárás lösz-paleotalaj üledékciklusai alapján

KIS ÉVA^{*} – Schweitzer Ferenc

MTA Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont Földrajztudományi Intézet, 1112 Budapest, Budaörsi út 45. *kiseva@helka.iif.hu

Absztrakt

Munkánk során plio-pleisztocén ősföldrajzi környezetben végbement változásokat elemeztük az új granulometriai vizsgálatokon alapuló kiértékelő módszerünkkel. A Ruszétól 35 kilométerre, délkeletre fekvő Viatovó lösz-paleotalaj sorozata a pleisztocén éghajlatváltozásokat nagyszerűen archiválta számunkra. Hasonlóan a morva löszösszletekhez, a feltárás több eljegesedési központ közti korridor pozícióban található, így a kisebb klímakiingások is rögzültek a csaknem hiánytalan, jelentősebb hiátusoktól mentes rétegsorban. Vizsgálatainkkal a térség korábbi őskörnyezeti és kronológiai kutatásához szeretnénk újabb adatokkal hozzájárulni. Az új környezetjelző kiértékelő módszer mutatószámainak, valamint a hasonló földrajzi fekvésű ODP-667 mélytengeri fúrás oxigén-izotóp értékeinek és izotóp stádiumainak összevetése során kapott eredményeket hasonlítottuk össze a rétegtani sajátosságok figyelembe vételével.

A rétegsor felső része a középső- és késő-pleisztocén 100 ezer éves ciklusait képviseli. Ez alatt egy mintegy 6 méter vastag vörösagyag összlet, majd a legalsó homokos, kaolinos lösz található. A teljes sorozat egy alsó-kréta paleokarszt rendszerre települ.

A $\delta^{18}O$ értékek és a további üledékföldtani paraméterek a hőmérséklet folyamatos csökkenését jelzik a pliocéntől a pleisztocén végéig. A granulometriai mutatók a talajosodási folyamatok meghatározó szerepét valószínűsítik a löszképződés időszakaiban is.

1. Bevezetés

A lösz-paleotalaj sorozatok a késő-neogén és pleisztocén őskörnyezeti változások legfontosabb terresztrikus archívumai. A löszök és löszszerű üledékek a közép- és kelet-európai térség jelentős hányadát fedik, jelezvén az eolikus szedimentáció domináns szerepét a Paratethys maradványtavainak feltöltődése és kiszáradása után. A felhalmozódott poranyag részletes granulometriai elemzése révén fontos információkat szerezhetünk a szél- és csapadékviszonyokról, valamint az ásványi por forrásterületeire vonatkozóan (PYE 1987). Az elmúlt évek környezeti kutatásainak homlokterében álló eolikus porra vonatkozó vizsgálatok rámutattak, hogy a szél által szállított finomszemcsés poranyag az éghajlati rendszerünknek rendkívül fontos, aktív komponense (pl. PósFAI – BUSECK 2010; VARGA 2010).

A viatovói lösz-paleotalaj sorozat földrajzi helyzete és környezete

A szelvény az Al-Dunai medence D-i peremén, Russe-től DK-re mintegy 35 km távolságban található (*1. kép, 1. ábra*). A Duna és az Elő-Balkán közötti un. Keleti-Dunai-táblás vidéken terül el. A környék jelentős szintkülönbségei miatt helyesebb a tájat dombvidéknek, Dunai dombvidéknek nevezni. A feltárás a Beli Lom folyó K-i peremén, a Ludogorie-dombság ÉNy-i részén található. A feltárás környezetének átlagos tengerszint feletti magassága 200–300 m.

A felszínen található alsó- és felső kréta, ill. harmadidőszaki üledékek szinte teljesen vízszintes településűek (*1. kép*). Az alaphegység (Kimmériai) lepusztult szárazulati maradványa jelentős mélységben húzódik (DINEV – MISER 1981). Az eocénben és a miocénben a Paratethys különböző kiágazásai borították a területet (BOZUKOV et al. 2009). Csak ÉNy Bulgária maradt szárazulat (ALEKSIEV – SPIRIDONOV 2002).



1. ábra. A viatovói feltárás elhelyezkedése (A digitális terepmodell forrása: http://www.maps-for-free.com – Hans Braxmeier).

A Ludogorie-dombság Ny-i részével szemben a miocén tenger helyén a pliocénben "félsós" tó képződött (Dácia tó), benne homok, agyagmárga és agyag ülepedett le (DINEV –MISEV 1981).

A löszvidéken sajátságos domborzat, jellegzetes táj alakult ki a lösz jellemző tulajdonságainak (vízáteresztő képessége, porhanyóssága, nagyfokú pórusossága, mésztartalma, függőleges falak képzésére való hajlama stb.) megfelelően.

A negyedidőszaki kéregmozgások következtében a folyók jelentősen bevágódtak, 5–8 folyóteraszt hoztak létre. A lösz közvetlenül a Duna parton a legnagyobb vastagságú, D-en az Elő-Balkán felé egyre vékonyodik és löszös agyagba megy át. Az üledéksor aljzatában alsó-krétai paleokarszt található (2–3. *kép*). A kaolin szint felett pliocén lepusztulási felszínen (4. *kép*) (EVLOGIEV 2006) (kaolinos homokon) húzódik majdnem a teljes üledéksorozat (2. *kép*); vörös agyagok, rajtuk folyóvízi teraszokon 7 lösz és 6 talajréteg. EVLOGIEV (2006) szerint a teljes üledékes szelvény 8 löszhorizontból és 7 paleosol rétegből áll a Dunához közelebbi területeken. A Russe-től D-re eső területeken azonban (JORDANOVA – PETER-SEN 1999a,b) gyengébb volt a lösz felhalmozódása, így a rétegek vékonyabbak és nagyobb fokú a talajosodás. Ez az oka annak, hogy Vietovónál csak 7 lösz és 6 paleosol réteg található. A lösz-paleosol sorozat hűen mutatja az éghajlat változásait az Al-Duna DK-i részén. A 2. *kép*en felismerhetők a kb. 100 000 éves ciklusok, a folyó teraszok felkavicsolása a glaciálisok maximuma alatt, majd az eróziós bevágódások és a talajképződés az interglaciálisok idején. A löszrétegek kialakulása a glaciálisok száraz-hideg időszakában következett be.



1. kép: A viatovói feltárás üledéksora (fotó: KIS É.).

JORDANOVA (2008) szerint a szelvény kulcsfontosságú. A legalsó löszrétegben van a Brunhes/Matuyama plaeomágneses határ. A vörös agyag sorozatban két magnetozóna van; ezek valószínűleg a Matuyámán belüli Jaramilló, ill. az Oduviai eseményekkel azonosíthatók. JORDANOVA (2008) hangsúlyozta, hogy a Brunhes/Matuyama pólusváltás és a Brunhes ill.a Matuyama epochon belüli, rövidebb időtartamú pólusváltozások fontos sztratigráfiai markerek. Különösen fontosak a keleteurópai löszös üledékek korrelációjában, mivel az eolikus por különböző forrásokból származik és változóak a domborzati és a klímaviszonyok is. E markerek különösen fontosak azért is, mert más módszerek alkalmazása időben korlátozott, ill. hiányzik a kormeghatározásra alkalmas mikro- és makrofauna. JORDANOVA (2008) összefoglalja a Brunhes/Mathuyama beazonosított határait a környező térségben. E szerint TSATSKIN et al. (2001) Roxolany-ban, a Fekete-tenger Ny-i peremvidékén azonosította a Brunhes/Mathuyama határt a 6. és a 7. paleosol között, és tőle függetlenül GENDLER et al. (2006) szintén azonosította ugyanott, ugyanezt a határt. Mindketten Novaya Etuliya-ban is megtalálták ugyanezt a határt a 7. őstalaj felső részében is. NAWROCKI et al. (2002) szintén megtalálta a Brunhes/Mathuyama pólusváltást a Zahvizdja-i feltárásban a Keleti-Kárpátok előterében. DODONOV et al. (2006) szintén azonosítani tudta a Brunhes/Mathuyama pólusváltást a 7. paleosolban a Fekete-tenger É-i partjain.

Al-Duna menti löszök eolikus eredete

A geomorfológiai és üledékföldtani megfigyelések alapján FOTAKIEVA – MINKOV (1966) és MINKOV (1968) voltak az elsők, akik a bulgáriai löszök eolikus eredetéről beszámoltak. Véleményük szerint a térséget takaróként befedő lösz települése, a fennsíkok délies lejtése, a rétegsorok szintén dél felé történő fokozatos elvékonyodása és az eltemetett talajok jelenléte egyaránt a hullóporos eredetet támasztják alá.

További bizonyítékkal szolgál az eolikus keletkezés mellett EvLOGIEV (2007), aki megállapította, hogy a löszök szemcseméretében megfigyelhető folyamatos csökkenés a lehordási területtől távolodva a szélsebességének, és egyben erejének, a fokozatos gyengülésére utal. Az észak-déli irányú szemcseméret csökkenés mellett egy kelet-nyugati gradienst is kimutatott. EvLOGIEV (2007) szerint a szemcsék osztályozottsága szintén a széláltali szállítás bizonyítéka.

A vizsgált feltárás anyaga legfőbb forrásának az Ős-Duna és mellékfolyóinak alluviális lerakódásait, a Dáciai-medence finomszemcsés konszolidálatlan üledékeit, valamint a Fekete-tenger selfjének időszakosan szárazulattá váló térségeit tekinthetjük. A környékbeli löszsorozatok esetében megfigyelhető rétegtani különbségeket a változatos domborzati viszonyok által meghatározott porszállítási folyosók eredményezték. EVLOGIEV (2007) öt különböző löszrégiót különített el, ezek: az Északkeleti, a Yantra-Vit, a Vit-Ogosta, az Ogosta-Lom és a Fekete-tengeri. A legfőbb szélfolyosók az északnyugatdélkeleti és az északkelet-délnyugati, a viatovói feltárás esetében mindkettőt meghatározónak tartjuk.

Hasonlóan más idős kínai, tádzsik és magyarországi löszsorozatokhoz a térségben is megfigyelhető a szintén eolikus eredetű vörösagyag képződése után fokozódó hullóporos szedimentáció dominanciája az üledékképződésben (KovACs et al. 2008, 2011; VARGA 2007, 2011). A feltárás legalsó löszrétegének (löszös homok) kialakulása a plio-pleisztocén határ (2,6 Ma BP) környékére vagy egy kicsivel korábbra tehető. A legidősebb lerakódások a Dáciai-medence parti sávjában találhatók (EVLOGIEV 2007). Hasonló lerakódási környezet uralkodhatott más közép-európai térségekben is a késő-neogén és a pleisztocén során (SCHWEITZER – SZÖÖR 1997; SCHWEITZER 2000).

2. Módszerek

Munkánk során a viatovói lösz-paleotalaj sorozat rétegsorát felvételeztük és mintáztuk. A laboratóriumi elemzések kiértékelése során meghatároztuk a jellemző üledékföldtani paramétereket, valamint az oxigén-izotóp arányokat. Vizsgáltuk, hogy az izotóp-sztatigráfiai módszerekkel a mélytengeri üledékekben észlelt hideg-meleg időszakok hogyan feleltethetők meg a terresztrikus üledékekkel, és hogy hogyan lehet lehatárolni a pleisztocén glaciálisokat.



 2. kép: Alsó-kréta mészkő denudációs felszínére települő felső-pliocén és pleisztocén löszsorozat (Paleomágneses határok: B/M – Brunhes/Matuyama, J – Jaramillo, O – Olduvai; fotó: KIS É.).



3. kép: A paleokarszt rendszer sajátos lepusztulás formái (fotó: KIS É.)



4. kép: Pliocén denudációs felszín (fotó: KIS É.).



5. kép: A Brunhes/Matuyama paleomágneses váltás helyzete az alsó löszrétegben (paleomágneses adatok: JORDANOVA 2008; fotó: SCHWEITZER F.).



6. kép: JORDANOVA (2008) két paleomágneses eseményt mutatott ki a vörösagyagban, ezek feltehetően a Jaramillo és a Matuyama események (fotó: KIS É.).

Az üledékeket az általunk kidolgozott új környezetjelző kiértékelő módszerrel (a hagyományos mutatószámokon kívül az általunk bevezetett finomsági értékkel / F_g / és a mállási fokkal / K_d /, a CaCO₃tartalonmal, valamint az agyag-, iszap-, lösz-, homok százalékos részesedése arányával, illetve a kapott oxigén-izotóp értékekkel jellemeztük.

A mutatószámok értékeinek egymás mellett történő ábrázolása során egyértelműen elkülöníthetők egymástól a rétegek, látszanak azok pontos határai, a rétegeken belüli változások összehasonlításával azok beazonosíthatók. Mintavételezéseink során begyűjtött anyagainkat az MTA CsFK FTI Kőzet-és Talajvizsgáló Laboratóriumában kerültek feldolgozásra 9 szemcsenagyság-tartományban lézerdiffrakciós szemcseméret-elemzéssel (FRITSCH ANALYSETTE 22 MicroTec plus), az oxigén izotóp (δ¹⁸O) mérések az MTA Atommagkutató Intézet Hertelendi Ede Környezetanalitikai Laboratóriumában készültek (Thermo Finnigan DeltaPLUS XP stabilizotóp tömegspektrométerrel).

3. Eredmények

A felvett feltárás (7. kép) vízszintesen települő üledékek sorozatából áll (8. kép), és remekül bemutatja a régió csaknem teljes pliocén és pleisztocén ősföldrajzi fejlődését (éghajlat, domborzat és vízrajz). Az őskörnyezeti és paleoklimatológiai változások mintegy 3 millió évre visszamenően rekonstruálhatók a rétegsor alapján. A bemutatott fényképek, szelvény és üledékföldtani paraméterek az eddigi eredmények további pontosítását teszik lehetővé.

A feltárás felső részének folyóteraszokra települő középső- és felső-pleisztocén lösz-paleotalaj sorozata a poranyag leülepedésekor uralkodó ~100 ezer éves éghajlati ciklusok váltakozását rögzítette. Hasonló léptékű váltakozások számos hasonló korú löszsorozatban megfigyelhetők, szerte a világban (VARGA 2011). A Brunhes/Matuyama paleomágneses váltás az alsó löszrétegben található, remek kronológiai hátteret biztosítva ezzel a sorozatra vonatkozóan (JORDANOVA 2008). A vastag löszrétegek és a jól elkülönülő paleotalajok a középső- és késő-pleisztocén hosszabb ideig tartó, ténylegesen glaciális-interglaciális váltakozását jelzik.



1 ciklus (lösz és paleotalaj)

7. kép: A lösz- és talajképződés ~100 ezer éves ciklusai a feltárás felső részén (fotó: KIS É.).



8. kép: Lösszel és paleotalajokkal kitöltött dellék sorozata és a talajerózió formái (fotó: SCHWEITZER F.).

A sorozat feküjében egy mintegy 6 méter vastagságú vörösagyag réteg található. JORDANOVA (2008) két paleomágneses esemény nyomait rögzítette, melyek nagy valószínűséggel a Jaramillo és az Olduvai események. A vörösagyag alatt található idős, már pliocénbe is átnyúló, löszösszlet (EVLOGIEV 2007), löszös homok jelentősége abból fakad, hogy a 2,6 millió évnél idősebb löszök igen ritkának mondhatók szerte a világban. A rétegtani adatok alapján ennek az összletnek a poranyaga részben már a Matuyama/Gauss paleomágneses váltás előtt felhalmozódhatott.

A különböző rétegtani egységek meghatározása és elkülönítése céljából a hagyományos (M_d , S_o , K, S_k) és az új, saját (finomsági érték: F_g és mállási fok: Kd) granulometriai paraméter értékeken túl a δ^{18} O, az agyag- és CaCO₃-tartalmat, valamint az agyag, iszap, lösz és homok százalékos arányait is meghatároztuk. A szelvény viszonylagos kronológiai besorolása céljából párhuzamosítottuk egységeinket az ODP-677 mélytengeri furat izotóp stádiumaival (MIS).

Feltárásunkban a következő egységeket tudtuk elkülöníteni:

I. 6 talajréteget
5 paleotalajt (9. kép)
1 többszörös vörösagyag összletet (13–14. képek)

II. 4 löszréteget (9–12. képek)

A harmadik paleotalaj felső részén egy agyagtörmelékes horizont húzódik. Recens analógiák alapján hasonló képződmények jellemzően kontinentális klímán képződnek a meleg-száraz időszakokat követő heves esőzések következtében. A növényzettel nem borított, csupasz agyagos talajfelszínek könnyen kiszáradnak nagyobb blokkokra esnek szét. Hasonló marker horizontokat már korábban is azonosítottunk a stillfriedi és a dolní věstonicei feltárásokban (KIS 2004; SCHWEITZER – KIS 2006).



9. kép: A feltárás déli részének paleotalajai (a 8. kép felnagyított része).



10. kép: Lösz és paleotalaj agyagtörmelékkel a talaj felszínén (fotó: KIS É.).



11. kép: A hasábos szerkezetű paleotalajból származó, mintegy 5 cm átmérőjű mészkonkréciók a kép előterében (fotó: SCHWEITZER F.).



12. kép: Idős löszösszlet nagyméretű mészkonkréciókkal a feltárás jobboldalán (fotó: KIS É.).



13. kép: Pliocén denudációs üledék a kaolin és a vörösagyag között a felvétel középső részén (fotó: KIS É.).



14. kép: Többszörös vörösagyag rétegek és sárga löszszerű pliocén üledékek a kép jobb alsó sarkában (fotó: KIS É.).

A megmintázott viatovói szelvény 4 lösz-, 6 paleotalaj-, 1 vörösagyag- és 1 (legalsó) homokos, kaolin-betelepüléses löszrétegből áll (2. *ábra*). A minták δ^{18} O értékei a hőmérséklet szakaszos csökkenését jelzik a rétegsorban felfele haladva. Az oxigén-izotóp értékek és az őshőmérséklet közti összefüggések bonyolultak, egyértelmű megfeleltetésük további meghatározó tényezőktől (pl. nedves légtömegek forrása, csapadék mennyisége és izotóparányai, hidrogeológiai viszonyok, szezonalitás stb.) nehezített (DEMÉNY et al. 2010). Ennek ellenére a hőmérsékleti viszonyokban beállt legfőbb változások jól nyomon követhetőek a pedogén karbonátok izotóp-arány változásaiban. Az izotópgörbe csúcsai remekül szemléltetik mindezen változásokat. Az oxigén-izotóp görbék különösen jól párhuzamosíthatók a mállási fokkal (K_d-index), az agyagtartalommal és a CaCO₃-tartalommal.

Az elkülönített rétegtani egységek és az atlanti-óceáni ODP-677 mélytengeri furat (SHACKLETON et al. 1990) korrelációja megerősítette a korábbiakban feltételezett kronológiai beosztásunkat. A paleotalajok (S1–S6) megegyeznek az ODP-677 páratlan stádiumaival egészen a 21-es MIS-ig. A vörösagyag feltételezhetően a 104-es stádiumig képződhetett, míg a legalsó homokos lösz kora a 104-es és a G22 stádiumok közé tehető.

A granulometriai vizsgálatok alapján a kőzetliszt arány nagyon alacsony, az agyagtartalom meglepően magas (27,5–75,5%) csaknem minden rétegben, beleértve ebbe a löszöket is (kivéve a legalsó idős löszréteget: 6,4%). Mindezek alapján feltételezhető, hogy a talajosodási folyamatok fontos szerepet töltöttek be még a glaciálisok során is, melynek hátterében a közeli (~100–120 km) Fekete-tenger éghajlat-módosító hatása állhat.

A minták mésztartalma szintén változatos. A felső 3 paleotalaj CaCO₃ értékei 8,76% és 15,43% közé tehetők, míg az alsó háromban 5% és 7,09% közötti értékeket mértünk. Ennek hátterében az idősebb talajok képződésekor uralkodó nedvesebb klímaviszonyok állhatnak, mely során a beszivárgó csapadékvíz kioldott a meszet ezekből az alsóbb rétegekből. JORDANOVA – PETERSEN (1999a,b) szintén hasonló következtetéseket vontak le megfigyeléseikből. A szervesanyag tartalom 0,11–0,86% között váltakozott, magasabb értékekkel a vörösagyagokban.

5. Következtetések

Az általunk mintázott és felvételezett rétegsor nagyszerűen megőrizte az Al-Duna mentén bekövetkezett paleoklimatológiai és őskörnyezeti változásokat. Az azonosított granulometriai változások és az üledékföldtani paraméterek az elmúlt mintegy 3 millió év éghajlati és környezeti módosulásairól szolgálnak értékes adatokkal. A kiértékelő ábránkról mindezen változások közvetlenül leolvashatók. . A szelvény bármely mélységéhez húzott vízszintes vonal mentén a rá vonatkozó összes információ azonnal leolvasható.

Az azonos módszertani feldolgozás miatt eredményeink jól összevethetők a térségben végzett korábbi kutatások eredményeivel. A szelvények leírásai és mintáinak laboratóriumi elemzése, illetve értelmezése révén a rétegsorok regionális korrelációja is nagyobb biztonsággal elvégezhető.



2. ábra: Üledékföldtani paraméterértékek változása a viatovói feltárásban.

Irodalomjegyzék

- Aleksiev, G., Spiridonov, H. 2002. Mesozoic and Cainozoic geodynamic evolution of Bulgaria's territory. In: Kopralev, I. (ed.) *Geography of Bulgaria*. ForCom, Sofia. 29–31.
- Bozukov, V., Utescher, T. and Ivanov, D. 2009. Late Eocene to early Miocene climate and vegetation of Bulgaria. *Review of Palaeobotany and Palynology* 153: 360–374.
- Demény A., Schöll-Barna G., Siklósy Z., Bodnár M., Sümegi P., Serlegi G., Fábián Sz., Fórizs I. 2010. Az elmúlt ötezer év éghajlat-változási eseményei a Kárpát-medencében és társadalmi hatásaik . KLÍMA-21 FÜZETEK 59: pp. 82-94.
- Dinev, J., Misev K. 1981. Bulgária földrajza (Geography of Bulgaria). Gondolat Kiadó, Budapest. 351 p.
- Dodonov, A., Zhou, L.P., Markova, A., Tchepaliga, A., Trubikhin, V., Aleksandrovski, A., Simakova, A. 2006. Middle-Upper Pleistocene bio-climatic and magnetic records of the Northern Black Sea Coastal Area. *Quaternary International* 149: 44–54.
- Evlogiev, Y. 2006. *The Pleistocene and Holocene in the Danube plain*. Doctoral Dissertation, Bulg. Acad. Sci., Sofia (in Bulgarian).
- Evlogiev, Y. 2007. Evidence for the Aeolian Origin of Loess in the Danubian Plain. *Geologica Balcanica* 36 (3–4): 31–39.
- Fotakieva, E., Minkov, M. 1966. Der Löss. Eiszeitalter und Gegenwart 17: 87-96.
- Gendler, T., Heller, F., Tsatskin, A., Spassov, S., du Pasquier, J., Faustov, S. 2006. Roxolany and Novaya Etuliya key sections in the western Black Sea loess area: Magnetostratigraphy, rock magnetism, and paleopedology. *Quaternary International* 152–153: 89–104.
- Jordanova, D., Petersen, N. 1999. Paleoclimatic record from a loess-soil profile in northeastern Bulgaria II. Correlation with global climatic events during the Pleistocene. *Geophysical Journal International* 138 (2): 533–540.
- Jordanova, D., Hus, J., Evlogiev, J., Geeraerts, R. 2008. Paleomagnetism of the loess/paleosol sequence in Viatovo (NE Bulgaria) in the Danube basin. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 167(1–2): 71–83.
- Kis, É. 2003. The sequence of the Susak loess profile. In: Bognár, A., Schweitzer, F. and Szöör, Gy. (eds.) Susak environmental reconstruction of a loess island in the Adriatic. Geographical Research Institute (HAS), Budapest. 51–66.
- Kis, É. 2004. Öskörnyezet-változások vizsgálata a dolní-věstonicei feltárás környezetében. In: Dövényi, Z., Schweitzer, F. (szerk.) Táj és környezet. Geographical Research Institute (HAS), Budapest. 121–138.
- Kis, É., Schweitzer, F., Vodila, G., Futó, I., Balogh, J., di Gléria, M. 2011. Special paleogeographic characteristics of environs of the Moravian Plateau. *Hungarian Geographical Bulletin* 60 (3): 247–259.
- Kovács, J., Varga, Gy., Dezső, J. 2008. Comparative study on the Late Cenozoic red clay deposits from China and Central Europe (Hungary). *Geological Quarterly* 52. (4): 369–382.
- Kovács, J., Fábián, 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. (1–2): 35–43.
- Lóczy, D. 2008. A löszvidékek formakincse. In: Lóczy, D. (szerk.) Geomorfológia II. Földfelszíni folyamatok és formák. Dialóg Campus Kiadó, Budapest – Pécs. 55–58.
- Minkov, M. 1968. *The loess in North Bulgaria*. A complex study (in Bulgarian). Publ. House of the Bulgarian Academy of Sciences. Sofia. 202 p.
- Nawrocki, J., Bogucki, A., Lanczont, M., Nowaczyk, N. 2002. The Matuyama–Brunhes boundary and the nature of magnetic remanence acquisition in the loess-palaeosol sequence from the western part of the East European loess province. *Palaeogeography, Palaeoclimatolology, Palaeoecology* 188 (1–2): 39–50.
- Pósfai, M., Buseck, P.R. 2010. Nature and climate effects of individual tropospheric aerosol particles. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 38: 17–43.
- Pye, K. 1987. Aeolian Dust and Dust Deposits. Academic Press. London. 334 p.
- Schweitzer, F., Szöör, Gy. 1997. On late Miocene early Pliocene desert climate in the Carpathian Basin. In: Bremer, H., Lóczy, D. (eds.) Geomorphology and changing environments in Central Europe: International Association of Geomorphologists, European Regional Geomorphological Conference. (Zeitschrift für Geomorphologie : Supplementband; 110.) 37–43.
- Schweitzer, F. 2000. A Kárpát-medence domborzatformálódása a késő kainozoikumban és a pliocén időszak. In: Lovász, Gy., Szabó, G. (szerk.) Területfejlesztés - regionális kutatások: Tiszteletkötet Tóth József professzor úr 60. születésnapjára. Geographical Institute PTE TTK, Pécs. 13–29.
- Schweitzer, F., Kis, É. 2003. Formation of loess and loess-like sediments. In: Bognár, A., Schweitzer, F., Szöőr, Gy. (eds.) Susak – environmental reconstruction of a loess island in the Adriatic. Geographical Research Institute (HAS), Budapest. 45–65.
- Schweitzer, F., Kis, É. 2006. Ősföldrajzi változások vizsgálata a stillfriedi feltárás környezetében. A Miskolci Egyetem közleményei. A sorozat Bányászat (Tiszteletkötet Hahn György 70. születésnapjára) 69: 133–148.
- Shackleton, N.J., van Andel, T.H., Boyle, E.A., Jansen, E., Labeyrie, L., Leinen, M., McKenzie, J., Mayer, L., Sundquist, E. 1990. Contributions from the oceanic record to the study of global change on three time scales. *Global and Planetary Change* 82: 5–37.
- Tsatskin, A., Heller, F., Gendler, T., Virina, E., Spassov, S., du Pasquier, J., Hus, J., Hailwood, E., Bagin, V., Faustov, S. 2001. A new scheme of terrestrial paleoclimate evolution during the last 1.5 Ma in the Western

Black Sea region: integration of soil and loess magnetism. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy* 26 (11–12): 911–916.

Trask, P. D. 1932. Origin and environment of source sediments of petroleum. Gulf Publish. Co. Houston Texas. 323 p.

- Varga, Gy. 2007. Hasonlóságok a világ legidősebb löszfeltárásai és a Kárpát-medence idős löszei között. Modern Geográfia 2. 19 p.
- Varga Gy. 2010. Gondolatok a porviharok és a klimatikus, környezeti folyamatok összefüggéseiről. Földrajzi Közlemények, 134 (1): 1–14.
- Varga, Gy. 2011. Similarities among the Plio-Pleistocene terrestrial eolian dust deposits in the world and in Hungary. *Quaternary International* 234 (1–2): 98–108.

Késő pleisztocén gleccserek a Radnai-havasok nyugati felén

László Péter¹ – Kern Zoltán² – Nagy Balázs¹

¹ Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természetföldrajzi Tanszék, Budapest ² MTA Geokémiai Kutatóintézet, Budapest

Absztrakt

A glaciális formakincs a legmagasabb hegyi övezetben (kb. ~1700 m felett) található a Kárpátok romániai szakaszán. Jelen kutatásunkban a Keleti-Kárpátokban található Radnai-havasok északi felén található három völgy glaciális geomorfológiai vizsgálatát mutatjuk be, amelyek az alábbiak: Zănoaga Mare-, Zănoaga Iezerului- és a Buhăescu-völgy nyugati fele. A térinformatikával támogatott glaciogeomorfológiai vizsgálatok öt, egymástól jól elkülöníthető késő-glaciális glaciális fázishoz vezettek. A legkiterjedtebb jégborítást a Buhăescu-völgy nyugati felében sikerült azonosítani, ahol annak kiterjedése elérte az 5 km-t, míg hossza kb. 4,2 km volt. A méret-specifikus AAR-alapú hóhatár becslés átlagos értéke a legidősebb fázis alatt 1765 m, míg a későbbiek során 1865, 1960, 2001 és 2025 m volt. A legfiatalabb eljegesedések már csak kárgleccserekkel jellemezhetők. Korábbi szerzők munkáival történő összevetések azt mutatják, hogy azok jelentősen túlbecsülték a jégborítás mértékét.

1. Bevezetés

A múlt környezeti változásainak kitűnő indikátorai a glaciális formák, mivel azok remek klímaindikátorok (pl. OHMURA et al., 1992; NESJE és DAHL, 2000). Tudományos berkekben mind szélesebb körben foglalkoznak a gleccserekkel, mivel a közeli és távoli földtörténeti múlt éghajlatváltozásait vizsgálhatjuk segítségükkel (KNOLL és KERSCHNER, 2009). Ennél fogva a paleo-gleccserek a legreprezentatívabb indikátorok egyikévé váltak az elmúlt bő egy évtizedben Eurázsiában (KNOLL és KERSCHNER, 2009). A tekintélyes kiterjedésű, az Eurázsiai-hegységrendszerhez tartozó Kárpátok a leghosszabb egybefüggő hegylánc Európában, amelynek teljes hossza megközelíti az 1500 km-t, így hosszabb az 1000 km-es Alpoknál, a 800 km-es Dinári-Alpoknál, vagy az 500 km-es Pireneusoknál (DRAGOMIRESCU, 1987). A méret ellenére eddig a Kárpátok a kevéssé kutatott területek közé tartozott (GILLESPIE és MOLNAR, 1995). Kiemelkedő terület a Magas-Tátra (BAUMGART-KOTARBA és KOTARBA, 1997; LINDER et al., 2003; MAKOS és NITYCHORUK, 2011; MAKOS et al., 2012), valamint a Déli-Kárpátokban található Retyezát-hegység ahonnan korszerű kutatási és kormeghatározási módszerekből nélkülözhetetlen eredmények születtek a negyedidőszaki klíma- és környezetváltozásokhoz. A Keleti-Kárpátok egyike a legkevésbé kutatott helyszíneknek (KERN et al., 2006, URDEA et al., 2011, RINTERKNECHT et al., 2012, GHEORGHIU et al., 2012). A Kárpátok romániai szakaszán számos hegycsoport csúcsmagassága van az 1800-2544 m közötti magasságban (a legmagasabb a Fogarasihavasokban található Moldoveanu). Ez a zóna elegendően magas volt ahhoz, hogy a késő-glaciális során gleccserek alakuljanak ki, azonban ma már alacsony ahhoz, hogy recens gleccserek legyenek (Mîndrescu et al., 2010). A hiány legfőbb oka, hogy a jelenlegi klíma lényegesen szárazabb, mint pl. a Balkán területén, ahol ebben a magassági övezetben a speciális helyzetű kárfülkékben a mai napig találhatóak gleccserek (KERN et al., 2007; HUGHES 2008; 2009; GACHEV et al., 2009).

A Keleti-Kárpátok legmagasabb részeit hordozó hegysége a Radnai-havasok (COLDEA, 1990), ahol a glaciális formakincs felismerése már a 19. század végén megtörtént (LEHMANN, 1891, CZIRBUSZ, 1896), azonban ezek a feltáró munkák csupán csak leírásokat tartalmaztak (SZILADY, 1907; SAWICKI, 1911; VARGA, 1927). Az első komolyabb, a glaciális formakincset is bemutató geomorfológiai összefoglaló monográfiát SîRCU (1978) publikálta. Az eredményeket URDEA (2004 és 2011) és URDEA és REUTHER (2009) foglalta össze. A legfrissebb publikációk is csak a kárfülke morfológiával, valamint a paleo-szélirányokkal foglalkoztak (MîNDRESCU, 2001, 2008; MîNDRESCU et al., 2010.)

Ennek a publikációnak a főbb céljai: 1) az első korszerű szemléletű részletes glacio-geomorfológiai vizsgálat elkészítése; 2) ötvözni a terepi méréseket és a távérzékeléses adatok térinformatikai környezetben annak érdekében, hogy azok egy későbbi kormeghatározás szilárd alapját képezhessék. Ez lehetővé teszi, hogy a Radnai-havasokban detektált klímaváltozásokat összehasonlíthassuk az Eurázsi-

ai-hegységrendszer más területeivel, példának okáért a központi és az északi Balkánnal, ahol ezek a vizsgálatok már végbe mentek (MILIVOJEVIC et al., 2008; KUHLEMANN et al., 2008, 2009, 2012; HUGHES et al., 2010, 2011).

2. Területi jellemzők

2.1. Kutatási terület

A Kárpát-hegykoszorú Románia legjelentősebb domborzati eleme, amely az északi szélesség 45– 48° és a keleti hosszúság 22,5–26°-a között, a nyugat-európai nedvesebb, óceáni és a belső-ázsiai szárazabb, kontinentális klíma határmezsgyéjén fekszik (*1. ábra*) (COLDEA, 2003; REUTHER et al., 2007). A kutatási terület az Keleti-Kárpátok északi részén, a Radnai-havasokban található, ahol vizsgálataink a hegység nyugati területére fókuszáltak: a Zănoaga Mare, a Zănoaga Iezerului és Buhăescu völgy nyugati részére (47,6°N, 24,6° E) (*3. ábra*). A hegység itt éri el legmagasabb pontját (Pietrosul, 2303 m) és itt találhatóak legszebb, legtipikusabb alpesi formakincsek is, így kárfülkék, élesre faragott kárcsúcsok, jól fejlett U-profilú völgyek (a völgytalpakon glaciális üledékekkel).



1. ábra: A mintaterület fekvése fekete csillaggal jelölve.

2.2. Klíma

A Zănoaga Iezerului-völgyben, 1780 m-es tengerszint feletti magasságban található Iezer Pietrosu meteorológiai állomás (5. ábra), amely kitűnő adatokat szolgáltatat a Radnai-havasok jelenlegi klímájához (URDEA és SÂRBOVAN, 1995). A Keleti-Kárpátok keleti felén a tél döntően száraz, hideg, míg nyáron a csapadék-események száma megnő. A Radnai-havasok légköri áramlások találkozásában fekszik, így a nyugatról az atlanti, amely másodlagosan a sarkvidéki hatással egészül ki – utóbbi észak-ról, északkeletről.

Az évi középhőmérséklet a magasság és a kitettség függvényében változik, azonban elmondható, hogy a legmagasabb csúcsok régiójában $-2^{\circ}-0$ °C. A leghidegebb átlaghőmérsékletű hónap a január (-6,9° C), míg a legmelegebb a július (10,1°C) és az eddig regisztrált minimum $-29,0^{\circ}$ C (1998) volt.

A csapadék a 2000 m feletti régióban a legmagasabb, köszönhetően a magassági hatásnak és annak, hogy az éves csapadékösszeg is jelentős, 1250 mm a Iezer Pietrosu meteorológiai állomáson. A téli hótakaró átlagos vastagsága 55 cm (1961–1995), de az árnyékos, védett helyeken akár 150-200 cm

vastagra is hízhat. Bár állandó hó nem található a hegységben, mégis a nyár végéig kitartó, esetleg átnyaraló hófoltokkal találkozhatunk, különösen a naptól védett északias, árnyékos helyeken (DRAGOTA and KUCSICSA, 2011).

Az uralkodó szélirány jellemzően nyugatias, amely a völgyi hatáskövetkeztében módosulhat, így például a lezer Pietrosu állomáson is, ahol az északkeleties, délnyugatiasra változik – ennek magyarázata a speciális helyzetű, az uralkodó széltől védett völgyi kitettség (MîNDRESCU et al., 2010).

3. Módszerek és eszközök

A legrészletesebb, legkomplexebb vizsgálatok érdekében alapos, többéves terepei kutatásainkat kombináltuk térinformatikával (GIS) annak érdekében, hogy pontos és mindenre kiterjedő számításokat végezhessünk (SHAKUN, 2003; CANADAS et al., 2004; SMITH és CLARK, 2005).

3.1. Terepi munka

A három völgy (Zănoaga Mare-, Zănoaga Iezerului- és a nyugati Buhăescu-völgy) glaciális formakincsének térképezéséhez kézi GPS-készülékeket használtunk (Magellan MobilMapper and Trimble Juno SB), amelyeket esetenként kézi magasságmérővel egészítettünk ki (MILIVOJEVIC et al., 2008). A mérések során különös figyelmet szenteltünk a kárfülkékre és a morénákra, mivel ezek a glaciális peremi formák kritikusak a gleccser-rekonstrukciókhoz, illetve az azokra épülő egyéb kalkulációkhoz (pl. hóhatár, térfogat, stb.). Ez a megközelítés megegyezik CLARK et al. (2004) módszertanával, a Brit-Ír-jégtakaró rekonstrukciójában foglaltakkal.



 2. ábra: Glaciálisan átformált völgy a Buhăescu firngyűjtő rendszerben, a völgytalpon a Buhăescu Mare-gleccser morénáival.

3.2. Adatok feldolgozása

Az adatokat integrált térinformatikai rendszerben ESRI ArcGIS szoftverkörnyezetben dolgoztuk fel (SAILER et al., 1999a, CLARK et al., 2004). Minden bemenő input raszteres és vektoros adatot a román Stero-70-es vetületi rendszerbe transzformáltunk. Mivel a területről nem állt rendelkezésre kellően nagyfelbontású domborzat modell (DDM), így 1:25 000-es méretarányú, georeferált topográfiai térkép digitalizált szintvonaliból (10 m-es szintvonalközzel) Kriging interpolációval 10m/pixeles DDM-t állítottunk elő (Kuhlemann et al., 2005; Cowton et al., 2009). A három korábbi felmérés (SZILADY, 1907; SAWICKI, 1911; SîRCU, 1978) térképi mellékleteit georeferáltuk és a releváns tartalmakat bedigitalizáltuk.

3.3. Gleccser kiterjedések

Az egykori gleccser kiterjedések meghatározásához valamennyi terepen mért kalibrált mérés (pl. morénák, trimline-ok, kárfülke talpak) és nagyobb felbontású digitális fénykép segítségünkre volt,

amelyet DDM (KUHLEMANN et al., 2005; CLARK et al., 1997) és nagy-felbontású (0,5 m/pixel) ortofoto egészített ki (KNOLL és KERSCHNER, 2009). A peremi formáktól mentes területeken a legmeredekebb lejtőszögnek a szakirodalomból ismert 60°-ot jelöltük ki (MEIERDING, 1982). A három-dimenziós gleccser rekonstrukció (SAILER et al., 1999a), érdekében a terepi méréseket, az ortofotót, mint tematikus rétegeket a DDM-re illesztettük, amelyhez az ArcGIS Spatial és 3D Analyst, a 3D-s nézethez pedig az ArcScene bővítményét használtuk. Minden egyes paleo-gleccserhez a gleccser-kitöltéseket legjobban közelítő poligonokat szerkesztettünk (NAPIERALSKI, 2007).

3.4. Gleccser felszín és hóhatár

A hóhatár magassága (angolul - equilibrium line altitude: ELA) egyike a legismertebb és legfontosabb gleccser paramétereknek, amely a jelen és a múlt klímájának indikátora. Egy ideális, egyensúlyi állapotban levő gleccser felszíne két szomszédos területre osztható fel: az egyik ahol az éves anyagmérleg negatív (ablációs terület), míg a másik, ahol ez a mérleg pozitív (akkumulációs terület) – e kettő határán jelölhető, recens gleccserek estén mérhető ki az a terület, ahol ennek mértéke nulla, azaz éves szinten sem hó csökkenés, sem pedig gyarapodás nem mutatható ki. Ennek helye megegyezik a hóhatár magasságával.

A pontos paleo-hóhatár magasság (pELA) becsléshez megfelelő gleccser felszínre van szükség. Ez a terepi mérések és a glacio-dinamikai törvényszerűségek alkalmazásával valósult meg (GOUDIE, 2004, LUKAS, 2006, BENN és EVANS, 2010) és jelenlegi alpesi gleccserek összehasonlító vizsgálatával egészült ki. A gleccser szintvonalak megrajzolása a topográfiai adottságokat, valamint azt az alapvető elvet követte, hogy a felső akkumulációs területen azok enyhén homorúak, míg az alsó ablációs területen domborúak (SISSONS, 1974). Az így előállt 10 m szintvonalközű gleccserfelszínekből grideket (10 m/pixel) készítettünk (ld. Adatok feldolgozás fejezetet).

A teljes körű feldolgozáshoz elengedhetetlen a gleccserfelszínek ellenőrzése, verifikálása. Ehhez PATERSON (1994) módszerét alkalmaztuk, amelynek értelmében a nyírási feszültség a felszín és a jégtest között 50-100 kPa között kell legyen.

Az alábbi egyenletet használva a nyírási feszültség (τ_b) meghatározható:

$$\tau_{\rm b} = rgh \sin \alpha$$

ahol r a jég sűrűsége (900 kg/m³), g a gravitációs gyorsulás (9.81 m/s²), h a jég vastagsága (méterben) és α a gleccser felszínének meredeksége (HUGHES, 2008; HOOKE, 2005; SAILER, 1999a). A h érték a jég és a felszín magasság különbségéből, míg az α a gleccser felszínéből, a gridből származtatható. Az egyenlet raszter matematikai művelet segítségével az ArcGIS Spatial Analyst bővítményével kiszámítható. Amennyiben az érték a kívánt tartományon kívül helyezkedett el, akkor módosításokat végeztünk.

3.5. Az átlagos jégvastagság és térfogat becslése

A jégtérfogat a jégfelszínből levezethető érték (CHEN és OHMURA, 1990; BAHR et al., 1997). Ehhez CHEN és OHMURA (1990) tapasztalati egyenletét alkalmaztuk: $V = 28.5 \times S^{1.357}$, ahol V a becsült térfogat (10^6 m^3) és S a rekonstruált gleccser felszíne (10^6 m^2). Az átlagos jégvastagság (h) a fentiekből levezet-ve: V/S. A térfogatbecslés természetesen a DDM-ből is levezethető (a jelenlegi felszín és a rekonstruált gleccser különbségeként), azonban az intenzív poszt-glaciális folyamtok miatt a legtöbb esetben nagyon rossz becslést adott volna (különösen igaz ez az olyan völgyek esetében, mint a Zanoaga Iezerului).

3.6. A paleo-hóhatár értékek meghatározása

Számos módszer létezik a pELA érték becslésére (ld. KERSCHNER, 1990; DAHL és NESJE, 1992; PORTER, 2001; BENN et al., 2005; NESJE, 2007). Ebben a tanulmányban az alábbi négy módszert alkalmaztunk.

3.6.1. Maximum Elevation of Lateral Moraines (MELM) - az oldal morénák maximális magassága

Egy vizsgált paleo-gleccser oldalmorénájának legfelső magassága adja a pELA értékét. Bár igen könnyen használható, mégis számos kifogás akad alkalmazása során. Először is előfordulhat olyan eset, amikor a gleccser felszínére érkező morénaanyag csak az ELA alatt érkezik a jégfelszínre (BENN és LEHMKUHL, 2000). A másik és talán leggyakoribb eset az, hogy az oldalmoréna nem őrződött meg maradéktalanul, amely pedig ennek a becslésnek az alapja, márpedig nagyon kevés olyan tiszta eset van, amikor e peremi forma tökéletesen épen maradt (RAMAGE et al., 2005). Olyan eset is előfordulhat, hogy lassú jéghátrálás esetén a különböző gleccser-generációk morénaanyaga összefogazódik (NESJE, 2007), amely túlbecsléshez vezethet. A módszer leginkább olyan magashegyi környezetben alkalmazható, ahol jól fejlett, nagyméretű oldalmorénák képződtek (KERSCHNER, 1990).

3.6.2. Toe-to-Headwall Altitude Ratio (THAR) - magassági arány a gleccsernyelv és a homlokfal között

Ez a hóhatár becslési módszer azt veszi alapul, hogy az ELA a gleccsernyelv és homlokfal (tápláló terület legmagasabb pontja) között fix arányszámhoz kötődik. Jelen munka során a 0,45-ös arányszámot alkalmaztuk, mivel friss kárpáti publikációkban is ez a legelfogadottabb érték (URDEA et al., 2011). A módszer legfőbb előnye az egyszerű és gyors alkalmazás (mindösszesen két magassági érték és egy arányszám szükséges hozzá), így olyan területeken is közelítést adhat, ahol korlátozottak a terepi információink (NESJE, 2007).

3.6.3. Accumulation-area Ratio (AAR) - akkumulációs terület arányszám

Az akkumulációs terület arányszám (AAR) módszer (Meier and Post, 1962) talán a legismertebb és legszélesebb körben használt ELA becslési módszer (PORTER, 1975, 2001; NESJE, 1992, 2007; BACON et al., 2001). Lényege, hogy egyensúlyi körülmények között az akkumulációs és az ablációs terület aránya konstans (BENN et al., 2005) (ez az egyensúlyi akkumulációs terület arányszám, az AAR₀). Ideális esetben adott gleccseren végzett hosszú távú megfigyelések segítenek tökéletesíteni az arányszámot (BENN és LEHMKUHL, 2000). Mivel a Keleti-Kárpátokban jelenleg nincsenek gleccserek, így a mintaterülethez legközelebbi eljegesedett magashegységben, az Alpokban használt 0,67-es arányszámot használhatjuk (GROSS et al., 1977).

3.6.4. Size specific Accumulation-area Ratio (ssAAR) – méret specifikus akkumulációs arányszám

A méret specifikus akkumulációs arányszám kiváló alternatívája a pELA érték becsléseknek (KERN és LÁSZLÓ, 2010). Ez a megközelítés abban újszerű, hogy a jégár területének függvényében testre szabható az alábbi egyenletnek megfelelően:

$$ssAAR_0 = 0,0648 * lnS + 0,483$$

ahol ssAAR₀ a méret specifikus egyensúlyi akkumulációs terület arányszám, míg S a gleccser valódi területe (km²).

4. Eredmények

4.1. Az eljegesedések geomorfológiai bizonyítékai

Részletes geomorfológiai vizsgálatot végeztünk a Radnai-havasok nyugati felének északi lejtőin a Zánoaga Mare- (4. *ábra*), Zánoaga Iezerului- (5. *ábra*) és a nyugati Buhǎescu-völgyben (6. *ábra*). E völgyek döntően északkeleti és északi kitettségűek és glaciális formakincsük kitűnően konzerválódott. A geomorfológai térképezés eredményeit a 3. *ábra* tartalmazza. További részletek és leírások nyugat – kelet irányban alább olvashatók.



3. ábra: Egyszerűsített geomorfológiai térkép - a glaciális és periglaciális formák domborzat árnyékolt digitális domborzatmodellre illesztve.

4.1.1. Zănoaga Mare-völgy

Korábbi eljegesedések glaciális eróziós tevékenységének eredményeként formálódott ez az alpesi méretekben kicsi (600-700 m) és keskeny, ám jól fejlett kárfülke. A völgy falai meredekek és ezek hordozzák a főcsúcsot, Pietrosult (4. *ábra*). Az egyszerű morfológia és jól megőrződött glaciális formakincs teszi a Zănoaga Mare- völgyet alkalmassá glaciális rekonstrukciókhoz. Öt sorozat vég-/oldalmorénát azonosítottunk a völgyben (4. *ábra*). A legmagasabb moréna pozíciója 1727 m, míg a két soron következő magassága 1683 m és 1658 m. Ezen kívül két pár vég-/oldalmorénát térképeztünk 1420 és 1146 m-es magasságban. Ezek a peremi formák rendkívül fontosak, sőt e völgy legalacsonyabb és leghosszabb gleccseréhez is találtunk végmorénát. A völgytalpon 1650 m-en és 1150 m-es magasságban 2-4 m magas erratikus blokkokat figyeltünk meg. A felszíni vízfolyások hiánya nagy szerepet játszhatott abban, hogy ezek a formák ennyire épen őrződhettek meg.



4. ábr: Moréna-generációk a Zănoaga Mare-firngyűjtőben.

4.1.2. Zănoaga Iezerului-völgy

A Zănoaga Iezerului-völgy a Pietrosul-csúcs alatt északkeleti irányban nyújtózik (*5. ábra*). Ez sem tekinthető feltétlenül széles völgynek, hiszen mindösszesen 1000 m átmérőjű, viszont a formák jóval kevertebbek. A völgy az 1760 m-en található lépcső mentén két – egymástól morfológiailag merőben különböző – részre osztható. A felső részen a domborzat élénkebb, jóval több völgytalpi formával bír, de a lejtése is lényegesen kisebb. Itt foglal helyet a Iezer Pietrosu meteorológiai állomás is (1780 m). Az alsóbb szakaszon sokkal nagyobb a relief, amelyet csuszamlás nyomok tarkítanak és ez magyarázatot adhat arra a tényre is, hogy ezen a szakaszon kevés a megbízható gleccser peremi forma. A felsőbb rész glaciális, periglaciális és fluvioglaciális üledékeinek magyarázata – összehasonlítva a Zănoaga Mare-völggyel – lényegesen bonyolultabb.

Ez utóbbi részen három moréna-generációt – egyet a lehetetlen megközelítés miatt a DDM-re simított ortofotó segítségével – tudunk terepen azonosítani. A legfelső – igen tompa – moréna a Iezer-tó kifolyásánál, a Pietroasa-patak forrásánál, 1833 m-en, míg a két soron következő 1790 és 1775 m-en fekszik. Ez a patak végigfolyik a völgy teljes hosszán és így glaciális/periglaciális formakincset is erodálta. A két alsóbb – szinte lehetetlen megközelítésű – völgyi szakaszon fekvő moréna 1277 és 1235 m-en terül el. A kárfülke talpának nyugati felét látványos, 500 m hosszúságú sziklanyelvvel uralja (*5. ábra*). Ez a periglaciális eredetű forma nem más, mint egy fosszilizálódott sziklagleccser, amely vélhetően törmelékkel borított kárgleccser(ek)ből fejlődött ki. A fosszilis állapot a nyelv felszínén is megmutatkozik: a jég kiolvadásából származó 5-20 m átmérőjű és 10 m mély termokarsztos mélyedések borítják. Az alpesi aktív sziklagleccserekhez hasonlóan a mozgás következtében kialakult kereszt- és hosszirányú gerincek tarkítják (BERGER et al., 2004).



5. ábra: A Zănoaga Iezerului-firngyűjtő periglaciális (fosszilis sziklagleccser a völgytalpon) és glaciális formakincsei (morénák), valamint a Iezer Pietrosu meteorológiai állomás (1780 m) a jobb oldalon. A Pietrosu-főcsúcs (2303) a bal oldalon található; a háttérben a Visó-völgye húzódik 660m-en.

4.1.3. Buhăescu-völgy

A harmadik vizsgálati helyszín a Buhăescu-katlan nyugati fele (2. és 6. ábra), amely három részterületre osztható: Iezerele Buhăescu-, Buhăescu Mare- és Buhăescu Mic-völgy. Ez a terület karakterisztikájában merőben más, mint a két korábban tárgyalt: jóval összetettebb, platók és mellékvölgyek láncolata, 5,5 km-es hosszú, valamint jóval kisebb lejtésű.



6. *ábra:* A Buhăescu-rendszer reprezentatív helyei:

(1) a firngyűjtő gerinc közeli része; (2) vég- és recessziós morénák a 'Buhăescu a'-kárfülkében; (3) a Rebra-csúcs (2268 m) bal oldalt középen a felhőben; oldal- és végmorénák a Rebra, Zănoaga Iezerului és a Iezerele Buhăescu fázishoz kötődően; háttérben a 'Buhăescu a és b' kárfülke a háttér közepén; a Zănoaga Iezerului fázis végmorénája gerincén a fehér tetejű házzal a kép jobb oldalán húzódik.

A legnyugatabbi, keleties kitettségű mellékvölgy a Iezerele Buhăescu, amelyben három végmoréna gátolta tó található 1910, 1885 és 1830 m-en (*6. ábra*). A fővölggyel való összefolyási helyen megfigyelhető moréna irányultsága alapján egy terjedelmesebb gleccserhez kapcsolódó oldal-/középmoréna. A szomszédos kettős osztatú Buhǎescu Mare-völgyet északkeleti kitettségű kis lejtésű plató uralja (*6.*

ábra). Ez egy 400 m hosszúságú (20-70 cm-es osztályozatlan, rétegzetlen, finom frakcióba ágyazott blokkokból álló) moréna mentén a Buhăescu Mare a- és Buhăescu Mare b-völgyre bontatható (3. ábra). Három pár moréna került térképezésre 1910, 1885 és 1710 m-en az elválasztó morénától északra, míg délre 1935, 1905 és 1585 m-es magasságban. Az oldalmorénák megjelenési magassága 1715 és 1630 m, a végmorénák pedig 1545 és 1090 m-en húzódnak. Utóbbi forma a Buhăescu-patak bevágódása miatt már jelentősen tompult. A délkeleti mellékvölgy (Buhăescu Mic, *6. ábra*) nem mutat tipikus glaciális jelleget, morfológiája eltér az eddig tárgyaltaktól: egy széles hátba mélyült, szélessége is csak 650 m. Mégis érdeklődésre ad okot, hiszen négy moréna generáció 1805, 1617, 1544 és 1398 m-en húzódik a völgytalpon, sőt a legalacsonyabb is épen maradt, ívelt forma.

4.2 Öt rekonstruált glaciális fázis

A most bemutatott területek glacio-geomorfológiai térképezését követően öt, egymástól jól elkülöníthető gleccser generációt állapítottunk meg. Figyelembe véve a relatív sorrendet (ti. a hosszabb és nagyobb kiterjedésű idősebb) és hogy az egyes völgyek legnagyobb gleccserei azonos fázishoz tartozhatnak, öt eljegesedési fázist állapítottunk meg a Radnai-havasok nyugati felének északi lejtőin (7. *ábra*).

A legalacsonyabb moréna magassága 1086 m, amelyik a Buhăescu Mare 1 gleccserhez tartozik. (A gleccserek elnevezése utal arra a völgyre, kárfülkére, ahova azok kötődnek.) Ez a gleccser az alábbiakkal korrelálható: a Zănoaga Mare 1-gleccser legalsó morénájával (1146 m) és a Zănoaga Iezeruli 1gleccserével (1235 m). Ez a legnagyobb és leghosszabb gleccsereket tömörítő Rebra fázis. A második Zănoaga Iezerului fázist a Zănoaga Mare 2-, Zanaoaga Iezerului 2-, Buhăescu Mare 2-gleccser alkotja.

A Zănoaga Mare-völgy öt paleo-gleccser generációja közül a felső három (Zănoaga Mare 5, 4 és 3) kárgleccser rekonstrukciója egyszerű, köszönhetően a kevéssé tagolt völgyi morfológiának (4. ábra). E völgy két leghosszabb – Zănoaga Mare 2- és Zănoaga Mare 1 (1,05 km²) – gleccserének rekonstrukcióját oldal- és végmoréna-párok segítették, amelyek magasság különbsége elérte a 150 m-t.

A Zănoaga Iezerului-völgy (5. *ábra*) jégár-rekonstrukciója a morénák periglaciális és fluviális átformálása miatt már nem annyira magától értetődő. A formák értelmezését követően itt is öt gleccsert tudtunk meghatározni. A két leghosszabbhoz tarozó moréna magassága 1277 és 1235 m. Az 1760 m feletti felső szakasz formáit az intenzív periglaciális folyamatok átmozgatták.

A kutatási terület leghosszabb (4,2 km) gleccsere az 1090 m-ig nyújtózó, 5 km² területű Buhăescu Mare 1-gleccser. Ez a plató-jellegű gleccser, vagy jégmező (FINLAYSON et al., 2009) a firngyűjtő felső szakaszát szinte teljes egészében kitöltötte, ahonnan kiindulva U-profilúvá alakította az alsóbb völgyi szakaszt (*2. ábra*). Mind a három kárfülke táplálta ezt a helyi viszonylatban nagy kiterjedésű gleccsert (*6. ábra*), sőt a legnagyobb kitöltés idején további input érkezett a Piatra Alba nyugati lejtőjéről, amelyhez azonban csak egy jégkitöltést tudtunk azonosítani (*7. ábra*). A Buhăescu Mare 2-gleccser morfológiájában hasonló, azonban méreteit tekintve már valamivel kisebb (3,2 km², 2,3 km), 1545 mes végmorénájáig elterülő jégár volt. Ennek végmorénája 100 m-rel a legnagyobb kitöltés hasonló peremi formája alatt húzódik. A három további jégkitöltés (Buhăescu Mare 3, 4, 5) már a gerinchez közelebb húzódik és esetenként önálló tápláló területük is jelentősen kisebb.

A Buhăescu Mic-völgybe rekonstruált négy jégkitöltés mindegyike összefolyt a szomszédos platóból induló jégárakkal. A konfluencia markánsan mutatkozik a kettőt elválasztó völgyközi háton.



7. *ábra:* Gleccser rekonstrukciók a Radnai-havasok Zănoaga Mare-, Zănoaga Iezerului- és a Buhăescu-völgy nyugati felén.

4.3. Gleccser paraméterek: paleo-hóhatár magasság, térfogat, jégvastagság

A különböző származtatott adatok (pELA, térfogat, jégvastagság és terület) megbízható számításának alapjai a pontosan és valósághűen, glacio-dinamikai törvényszerűségek felhasználásával rekonstruált jégterületek (*1. táblázat*). A pELA értékek esetében az AAR-módszer (kétféle arányszámmal), a MELM és a THAR 0,45 került alkalmazásra. A területfüggő ssAAR arányszámok 0,34-0,59 közöttiek lettek. A különböző számítások eredményeit az *1. táblázat* foglalja össze.

								ELA becslés				
Gleccser	Völgyrendszer	Kitettség	Max	Min	S	V	h	ssAAR érték	<i>ssAAR</i>	AAR 0,67	THAR 0,45	MELM
Zănoaga Mare 1		ÉK	2223	1146	981 413	0,0278	28	48	1745	1600	1631	1426
Zănoaga Mare 2		ÉK	2220	1279	726 289	0,0185	25	46	1805	1700	1702	1416
Zănoaga Mare 3	Zănoaga Mare	ÉK	2219	1658	406 172	0,0084	21	42	1942	1835	1910	
Zănoaga Mare 4		ÉK	2219	1683	326 299	0,0062	19	41	1982	1876	1924	1848
Zănoaga Mare 5		ÉK	2219	1727	288 240	0,0053	18	40	2003	1894	1948	1859
Zănoaga Iezerului 1		ÉK	2250	1235	1 045 572	0,0303	29	49	1790	1700	1692	
Zănoaga Iezerului 2		ÉK	2240	1277	849 326	0,0228	27	47	1895	1822	1710	
Zănoaga Iezerului 3	Zănoaga Iezerului	ÉK	2236	1755	498 556	0,0111	22	44	1965	1874	1971	
Zănoaga Iezerului 4		ÉK	2236	1768	416 378	0,0087	21	43	2004	1896	1979	1840
Zănoaga Iezerului 5		ÉK	2235	1831	241 162	0,0041	17	39	2050	1935	2013	
Iezerele Buhăescu 3		DK	2128	1830	291 112	0,0053	18	40	1990	1950	1964	
Iezerele Buhăescu 4		DK	2127	1885	163 042	0,0024	15	37	2020	1975	1994	
Iezerele Buhăescu 5		DK	2123	1910	115 609	0,0015	13	34	2040	2000	2006	
Buhăescu Mare 1		ÉK	2165	1086	4 978 738	0,2517	51	59	1760	1675	1572	1695
Buhăescu Mare 2	Dubăscou	DK/K/ÉK	2161	1544	3 150 591	0,1353	43	56	1895	1855	1822	1667
Buhăescu Mare 3	Bunaescu	K/ÉK	2161	1578	2 000 515	0,0730	37	53	1945	1900	1840	1925
Buhăescu Mare 4a		Е	2162	1874	316 797	0,0060	19	41	2010	1975	2004	
Buhăescu Mare 4b		ÉK	2080	1805	884 642	0,0241	27	48	1990	1935	1929	
Buhăescu Mare 5a		Е	2160	1895	227 528	0,0038	17	39	2040	1970	2014	
Buhăescu Mare 5b		ÉK	2080	1916	214 915	0,0035	<u>16</u>	38	1990	1975	1990	

1. táblázat: Alapvető morfometriai paraméterek és a négy különböző hóhatár becslési módszer eredményei a Radnai-havasok nyugati felén.

Max: maximum magasság, Min: minimum magasság, S: becsült terület m²-ben, V: becsült térfogat km³-ben, h: becsült átlagos jégvastagság m-ben. ELA (hóhatár magassága m-ben), ssAAR: méret-specifikus AAR, THAR 0,45: magassági arány a gleccsernyelv és a homlokfal között, 0,45 arányszámmal; AAR 0.67: akkumulációs arányszám, 0,67 arányszámmal, MELM: az oldal morénák maximális magassága.

5. Diszkusszió

5.1. Gleccser hóhatár magasság, térfogat és átlagos jégvastagság

Az eltérő ELA megközelítések eredményeit a 2. *táblázat* tartalmazza. Az értékek összehasonlítása világos tendenciát mutatott. A THAR 0,45 eredményezte a legalacsonyabb, míg az ssAAR a legmagasabb pELA értékeket. Ramage et al. (2005) egyértelműen rávilágítanak arra, hogy a térítők közötti (trópusi) Andok THAR-ELA értékei minden esetben alacsonyabbak az AAR-alapú becsléseknél. Torsnes et al. (1993) hasonló megállapításra jutottak. Az ELA számítások szórása a THAR és az AAR 0,67 esetében a legmagasabb (2. táblázat). Leonard és FOUNTAIN (2003) 41 egyensúlyi állapotban levő mai gleccser THAR értékét összehasonlítva arra jutottak, hogy a módszernek nincsen univerzális arányszáma, sőt, nem alkalmas kisebb méretű alpesi gleccserek ELA becslésére. Ezt a megállapítást a Radnai-havasok vizsgált paleo-gleccsereinek esetében a magas szórási érték is alátámasztja, így a THAR-alapú ELA becsléseket kritikával kell kezeljük. Mindezeket figyelembe véve az ssAAR módszer tűnt a leginkább megbízhatónak, így a jövőbeli paleo-gleccser ELA-számításokhoz ezt ajánljuk.

Az épen maradt oldalmorénák legmagasabb pontja rendszerint alacsonyabb, mint a hozzátartozó pELA becslés, így tehát kijelenthetjük, hogy a MELM az ELA legalacsonyabb elvi magasságát is mutatja. Mintaterületünkön két kivétel akadt: a Buhăescu Mare 1- és Buhăescu Mare 3-gleccser estében ahol az AAR 0,67 valamivel, míg a THAR számottevően alacsonyabb ELA értéket produkált. Utóbbi arra is jó példa, hogy a 0,45-ös THAR arányszám a hóhatár alul becsléséhez vezet a vizsgálati helyszíneinken. A Zănoaga Mare-völgy Rebra és Zănoaga Iezerului fázis alatti gleccserei külön figyelmet is érdemelnek (7. *ábra*). A fiatalabb Zănoaga Mare 2-gleccser MELM értéke (1416 m) valamivel alacsonyabb, mint az idősebb Zănoaga Mare 1-gleccseré (1426), ami látszólag ellentmondás. Sőt, a két hóhatár érték a szomszédos völgyek azonos fázisú gleccsereihez képest is 200-400 m-rel alacsonyabban fekszik. A terepi vizsgálatok arra is rámutattak, hogy ezek erősen erodálódott morénák, így a MELM-ből számított hóhatár értékek, és az alacsonyabb moréna pozíciók is erre vezethetők vissza.

A legmagasabb hóhatár értékek a Zănoaga Iezeruli- és a Iezerele Buhăescu-kárfülke három legkisebb kárgleccserén mutatkoztak. A kárfülkék falai meredekek és magasak, így az akkumulációs terültre kerülő hó mennyisége is magasabb lehetett. Az akkumulációt tovább növelhette a lavina általi hógyarapodás, amely folyamatok a Zănoaga Iezeruli-völgyben mai napig jelen vannak (aktív lavinacsatornák). A meredek falak okozta árnyékoló hatás szintén jelentős pluszt okozhat a gleccserek tömegegyensúlyában az északi, északkeleti kitettségű völgyek esetében. Morfológiai oldalról kivételt képez ez alól a meredek falak nélküli 'Buhăescu Mare b-' és 'Buhăescu Mic'-völgy (6. *ábra*).

A Zănoaga Mare-kárfülke (4. *ábra*) geomorfológiai vizsgálata öt gleccsert eredményezett, amelyhez a négy legalacsonyabb pELA értéket kalkuláltuk. A többi völggyel összehasonlítva ezt a völgyet szegélyezik a leginkább meredek sziklafalak, amelyek a havat az akkumulációs területre vezették és a döntően nyugatias szelek által felkapott havat a kárfülkébe sodorták. Az akkumulációs területre hulló plusz hó mennyiség a helyi ELA-t szintben lejjebb tudja nyomni (DAHL et al., 2003; COLEMANN et al., 2009), amely magyarázatot ad a négy legalacsonyabb pELA értékre is.

Vizsgálati területünk legnagyobb jégborítását a Rebra fázis alatt érte el, amikor az átlagos pELA érték egészen 1765 m-ig csökkent (2. táblázat), míg a soron következő (Zănoaga Iezerului) alatt ez az érték 1865 m-re, a harmadik fázis – Iezerele Buhăescu – alatt (jelentősen kisebb jégborítással) pedig 1960 m-re emelkedett.

A Buhăescu Mare fázis (Zănoaga Mare 4, Zănoaga Iezerului 4, Iezerele Buhăescu 4, Buhăescu Mare 4a, Buhăescu Mare 4b) és a Zănoaga Mare fázis morénái (Zănoaga Mare 5, Zanaoaga Iezerului 5, Iezerele Buhăescu 5, Buhăescu Mare 5a, Buhăescu Mare 5b) (*7. ábra*) párhuzamosíthatóak, amely alapján az egyes fázisokhoz tartozó átlagos hóhatár érték 2001 és 2025 m. E két fázis gyakran recessziós morénákkal kísért és peremi formái számos helyen a periglaciális folyamatok eredményeként átformálódott. A leginkább említésre méltó periglaciális jelenség Zănoaga Iezerului-völgyben, 1775 m-en elterülő fosszilis sziklagleccser (*5. ábra*). Véleményünk szerint ez a Zănoaga Mare fázis alatt még aktív volt (POTTER, 1972) és a Zănoaga Iezerului 4-gleccserből fejlődött ki, amely aztán a falakról ráhulló jelentős mennyiségű szigetelő hatású törmeléktől (SAILER et al., 1999b; SHRODER et al., 2000; BERGER et al., 2004) a fenti formává alakult át és jégmagvát konzerválva, részben plasztikusan viselkedve a völgytalp alacsonyabb szintjére nyomult.

A kárfülkék glaciális erózióját tovább fokozta a hó befúvás, amely az északi-keleti kitettségű völgyek esetében szembetűnő. MîNDRESCU et al. (2010) véleménye szerint a Fennoskandináviai Jégtakaró felett kialakuló anticiklonális eredetű szeleknek csak kis hatása volt a Radnai-havasokra, ahol inkább a nyugatias szelek voltak dominánsak az utolsó glaciális maximuma alatt (LGM).

					ELA átlag/fázis		
Glaciális fázis	Gleccser	S	V	h	<i>ssAAR</i>	AAR 0,67	THAR 0,45
Rebra	Zănoaga Mare 1 Zănoaga Iezerului 1 Buhăescu Mare 1	7 005 723	0,3097	36	1765 (23)	1658 (52)	1631 (60)
Zănoaga Iezerului	Zănoaga Mare 2 Zănoaga Iezerului 2 Buhăescu Mare 2	4 726 206	0,1766	32	1865 (52)	1792 (82)	1745 (67)
Iezerele Buhăescu	Zănoaga Mare 3 Zănoaga Iezerului 3 Iezerele Buhăescu 3 Buhăescu Mare 3	3 196 354	0,0978	24	1960 (22)	1890 (48)	1922 (61)
Buhăescu Mare	Zănoaga Mare 4 Zănoaga Iezerului 4 Iezerele Buhăescu 4 Buhăescu Mare 4a Buhăescu Mare 4b	2 107 158	0,0475	23	2001 (15)	1931 (45)	1966 (37)
Zănoaga Mare	Zănoaga Mare 5 Zănoaga Iezerului 5 Iezerele Buhăescu 5 Buhăescu Mare 5a Buhăescu Mare 5b	1 087 454	0,0183	18	2025 (26)	1955 (41)	1994 (27)

2. táblázat: Összefoglaló morfometriai paraméterek és három különböző hóhatár becslési módszer eredménye fázisonként a Radnai-havasok nyugati felén.

A 'Glaciális fázis' oszlop nemcsak a nevet, hanem a relatív kronológiát is mutatja (fent a legidősebbel). A gleccserek csoportosítása morfosztratigráfiai alapokon történt. S: becsült terület m²-ben, V: becsült térfogat km³-ben, h: becsült átlagos jégvastagság m-ben. ELA: fázisonkénti hóhatár magasság átlag m-ben, ssAAR: méret-specifikus AAR, THAR 0,45: magassági arány a gleccsernyelv és a homlokfal között, 0,45 arányszámmal; AAR 0.67: akkumulációs arányszám, 0,67 arányszámmal (méterben). Az ELA értékek alatti zárójeles érték a hóhatár becslések szórását mutatja.

5.2 Korábbi rekonstrukciókkal való összehasonlítás

Három a terület glaciális jelenségeit bemutató térképet hasonlítottunk össze vizsgálatunk Rebra fázisával. Ehhez a korábbi térképeket georeferáltuk (8. *ábra*). A glaciális jelenségeket hordozó kárfülkék környékét vizsgálva megállapítható, hogy SAWICKI (1911) rekonstruálta a legkeskenyebb jégkitöltést, sőt azok felső határát is csak a kárfülkék talpszintjéig húzta meg, ami mai ismereteink és összehasonlító vizsgálataink szerint nem helytálló. A mi rekonstrukcióink a kárfülkék felső részében jól megfeleltethetőek SîRCU (1978) kitöltéseivel. Néhány területet, így a Buhăescu rendszer Buhăescu Mic mellékvölgyét külön is érdemes szemügyre vennünk. Ezen a területen SAWICKI (1911) és SîRCU (1978) rekonstrukciója teljes ellentmondásban áll egymással. Előbbi jégborítottra, míg utóbbi jégmentesre rajzolta a szóban forgó terület térképét. A mi vizsgálataink megkérdőjelezhetetlenül igazolják Sawicki (jégborította) állításait. Mindhárom korábbi felmérés figyelmen kívül hagyta a Buhăescu-völgy Piatra Alba alatti lapos kárfülke kezdeményét. Hasonló fejlettségű formákat ír le a hegység keleti felén MîNDRESCU (2008). Véleményünk szerint a legnagyobb eljegesedés (Rebra) idején itt és jégborítás volt, sőt el is érte a fővölgy gleccserét. A fenti megállapítások ellenére úgy gondoljuk, hogy más területekhez hasonlóan itt is lehettek hosszabb gleccsereket produkáló eljegesedési fázisok.

Valamennyi korábbi munka gleccser-akkumulációs formákat – igaz eltérő magasságban – mutat a Pietroasa-patak alsó folyásánál (8. *ábra*). SZILÁDY (1907) csak egyetlen morénát térképezett ezen a területen, míg SîRCU (1911) és SAWICKI (1978) jóval nagyobb területet jelölt meg. Csak az utóbbi
szerző vélt morénákat felfedezni a Buhăescu-völgyben. Még több a bizonytalanság a Buhăescu-völgy gleccsereinek terminuszát, a gleccserek völgyi és felső határát és a konfluenciákat illetőleg. Meg kell említsük ugyanakkor azt is, hogy mind SAWICKI (1911) mind SîRCU (1978) a lokális maximum jégki-töltést rajzolta meg. Vizsgálataink során az általuk megjelölt formákat is górcső alá vettük és megállapítottuk, hogy a Sawicki-féle végmoréna területén vándorköveket találtunk, bár ezek egy igen lapos területen elszórtan és nem pedig csoportosan fekszenek, nincsen moréna-karakterisztikájuk, amely egy gleccser végpontját egyértelműen jelölhetné.

A modern glacio-geomorfológia, gleccser dinamikai törvényszerűségek értelmében ahhoz, hogy ilyen alacsony magasságba (800-900 m), a tápláló területtől távolra érjen a jégnyelv, jóval nagyobb akkumulációs területe lett volna szükség. Ennek a völgyi morfológiában is tükröződnie kellene, amely ellentmondásban áll a terepi vizsgálatainkkal. Úgy véljük ezek az erratikus blokkok nem moréna eredetűek, hanem egy jég-lezúdulás (surge) eredményeként szállítódtak mai helyükre. A jelenség hasonló lehetett, mint a Kolka-gleccseren megfigyelt jéglezúdulás (EVANS et al., 2009; KOTLYAKOV et al., 2004; HAEBERLI et al., 2004).

Mivel a SîRCU (1978) és a SZILADY (1907) által jelölt moréna ugyanoda lett bejelölve, ezt a helyett kiemelten vizsgáltuk, azonban karakterisztikus, ívelt, morénára emlékeztető formát nem tudtunk azonosítani és a megfigyelt üledékek is inkább kerekdedek voltak, amelyek így sokkal inkább fluviális szállításra utalnak.



8. *ábra:* Három korábbi glaciális vizsgálat: (1) SîRCU -1978, (2) SAWICKI -1911 és (3) SZILADY -1907 eredménye összehasonlítva a jelen publikációban tárgyalt Rebra fázissal.

5.3. Kronológiai megállapítások

A közelmúltban a régióban publikált kormeghatározási adatok lehetőséget adnak arra, hogy a vizsgálataink során meghatározott jégkitöltéseket ne csak térben, hanem időben is elhelyezhessük. A kitettségi kormeghatározással datált legalacsonyabb glaciális nyomok 27-26 ka közé tehetőek a Radnaihavasok területén (GHEORGHIU et al., 2011). Ezek a korok persze még közel sem biztos, hogy a legidősebb formák, csakúgy mint a Balkán déli és nyugati részén, ahol a korszerű kormeghatározási módszerek segítségével középső-pleisztocén glaciális formákat is sikerült datálni (pl. HUGHES et al., 2006a, 2010, 2011). A hegység középső részén található Poiana Stiol tőzeglápjának radiokarbon kormeghatározása azt mutatja, hogy a terület lakusztris üledékképződése már 11 cal ka BP idején megindult, így az akkor már jégmentes volt (TANTAU et al., 2011). Terepi vizsgálatok azt mutatják, hogy a Poiana Stiol esetében leírt jégvisszahúzódás nem tekinthető érvényesnek a hegység teljes egészére (NAGY et al., 2004). Következésképpen a jelen publikációban bemutatott jelentősebb jégkitöltést produkáló fázisok (Rebra és Zănoaga Iezerului) ennél idősebbek is lehetnek (késő pleisztocén). A legfiatalabb kárgleccserek talán késő glaciális, vagy korai holocén előrenyomulásokhoz kapcsolódnak. Nem régiben publikált adatok szintén megerősítik a fiatal driász gleccser-előrenyomulást a Cserna Hora (RINTERKNECHT et al., 2012), a Retyezát (REUTHER et al., 2007) a nyugati és a déli Balkán hegységei esetében (HUGHES et al., 2006b, 2010, 2011).

6. Következtetések

Részletes geomorfológiai vizsgálatot végeztünk а Radnai-havasok nyugati felén Morfosztratigráfiai alapokon öt moréna generációhoz kötődő eljegesedési állapotot határoztunk meg. A terepi bejárások megerősítették, hogy jelenleg nincsen aktív gleccser a területen. A legnagyobb kiterjedésű gleccser a Rebra fázis alatt alakult ki, amelynek területe kb. 5 km², míg hossza 4,2 km volt és végmorénája 1086 m-en húzódott a Buhăescu-völgy nyugati felén. A legkisebb gleccser a Zănoaga Mare fázisban létezett 0,115 km²-nyi területtel. Ezt a fázist kárgleccserek és kitűntetett helyeken periglaciális folyamatokhoz köthető aktív sziklagleccserek jellemezték. Négy különböző hóhatár becslési módszert alkalmaztunk, amelyek statisztikai összehasonlítása azt mutatja, hogy a méret specifikus akkumulációs arányszám (ssAAR) a legmegbízhatóbban használható.

Az átlagos hóhatár érték a legnagyobb gleccsereket tömörítő Rebra fázis alatt 1765 m volt, amely a további négy fázisban 1865, 1960 és 2001 m-re, majd a legutolsó fázis alatt 2025 m-re emelkedett. Glacio-geomorfológiai vizsgálataink legterjedelmesebb fázisának eredményeit összevetettük három korábbi felméréssel: SZILÁDY (1907), SAWICKI (1911) és SîRCU (1978). Megállapítottuk, hogy az azokban szereplő végmorénák nem feleltethetőek meg a Rebra fázis jégkitöltéseivel. A SAWICKI (1911) által morénaként feltűntetett forma véleményünk szerint egy korábbi jéglezúduláshoz (surge) köthető, fluvio-glaciális folyamatok eredményeként lerakott üledék. A morénák jól megőrződtek, kivétel ez alól a Zănoaga Iezerului-völgy két legnagyobb gleccsere. Az összehasonlítások arra is rávilágítottak, hogy az új és a korábbi mérések eredményei nem minden esetben feleltethetőek meg egymásnak. A korábbi vizsgálatok jól lehet nélkülözhetetlen alapinformációk egy-egy terület glaciális viszonyairól, de egy régió megbízható paleo-glaciális történetének tisztázáshoz minden esetben ajánlott új kutatásokat folytatnunk. Ilyen irányú folyamatok már megindultak a Radnai-havasok kárfülkéinek leírása vonatkozásában is (MîNDRESCU, 2006; MîNDRESCU et al., 2010), amelyeket szükségszerűen ki kell terjeszteni a glaciális formakincsekre is, hogy jó alapot adjanak további, a fluvioglaciális üledékekre kiterjedő szedimentológiai vizsgálatokhoz és a korszerű kormeghatározási módszerekhez annak érdekében, hogy a jelen publikációnkban bemutatott rekonstrukciók még teljesebb keretet adjanak a Kárpát-Balkán térség jelen és múltbeli környezeti változásaink megértéséhez.

Köszönetnyilvánítás

Szívből köszönjük Ionel Popa segítségét, aki lehetővé tette terepi munkákat Radnai-havasok Nemzeti Park területén. Külön köszönjük Ian S. Evans, Phil Hughes és Marcel Mîndrescu áldozatos munkáját, akik hasznos kritikáikkal, észrevételeikkel javították publikációnkat. Köszönet illeti meg dr. Sik Andrást és Kohán Balázst a térinformatikai támogatásért és Galgóczi Tamást a terepi munka során nyújtott segítségéért.

Irodalom

- Bacon, S., Chinn, T., Van Dissen, R., Tillinghast, S., Goldstein, H., Burke, R., 2001. Paleoequilibrium line altitude estimates from late Quaternary glacial features in the Inland Kaikoura Range, South Island, New Zealand, New Zealand Journal of Geology and Geophysics 44, 55-67.
- Bahr, D.B., Meier, M.F., Peckham, S.D., 1997. The physical basis of glacier volume-area scaling. Journal of Geophysical Research 102, 20355–20362.
- Baumgart-Kotarba, M., Kotarba, A., 1997. Würm glaciation in the Biala Woda Valley, High Tatra Mountains. Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica 31, 57-81.
- Benn, D.I., Lehmkuhl, F., 2000. Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments. Quaternary International 65/66, 15-29.
- Benn, D.I., Owen, L.A., Osmaston, H.A., Seltzer, G.O., Porter, S.C., Mark, B., 2005. Reconstruction of equilibriumline altitudes for tropical and sub-tropical glaciers. Quaternary International 138/139, pp. 8-21.
- Benn, D.I., Evans, D.J.A., 2010. Glaciers and Glaciation (2nd Edition). London, Hodder Education, 802 p.
- Berger, J., Krainer, K., Mostler, W., 2004. Dynamics of an active rock glacier (Ötztal Alps, Austria). Quaternary Research 62, 233-242.
- Canadas, E.S., Trueba, J.J.G., 2004. El método AAR para la determinación de paleo-ELAs: analisis metodológico y aplicación en el macizo de valdecebollas (Cordiella Cantábrica). Cuadernos de Investigación Geogáfica 30, 7-34 (in Spanish).
- Chen, J.; Ohmura A. 1990 Estimation of alpine glacier water resources and their change since the 1870s. IAHS publ. 193, 127-135.
- Clark, C.D., 1997. Reconstructing the evolutionary dynamics of former ice sheets using multi-temporal evidence, remote sensing and GIS. Quaternary Science Reviews 16, 1067-1092.
- Clark, C.D., Evans, D.J.A., Khatwa, A., Bradwell, T., Jordan, C.J., Marsh, S.H., Mitchell, W.A., Bateman, M.D., 2004. Map and GIS database of glacial landforms and features related to the last British Ice Sheet. Boreas 33 (4), 359-375.
- Coldea, G., 1990, Muntii Rodnei. Studiu geobotanic, Edit. Acadamiei Române, Bucuresti (in Romanian).
- Coldea, G., 2003. The Alpine flora and vegetation of the South-Eastern Carpathians. In: Nagy, L., Grabherr, G., Körner, C., Thompson, D.B.A. (Eds.), Alpine Biodiversity in Europe. Ecological Studies, vol.167, pp. 65–72.
- Coleman, C.G., Carr, S.J., Parker, A.G., 2009. Modelling topoclimatic controls on paleoglaciers: implications for inferring paleoclimate from geomorphic evidence. Quaternary Science Reviews 28, 249–259.
- Cowton, T., Hughes, P.D., Gibbard, P.L, 2009. Paleoglaciation of Parque Natural Lago de Sanabria, northwest Spain. Geomorphology 108, 282–291.
- Czirbusz, G., 1896. Hegyen-völgyön. A Radnai havasokon. Erdelyi Gyopár, 5/10-12, 131-135.
- Dahl, S.O., Nesje, A., 1992. Paleoclimatic implications based on equilibrium-line altitude depression of reconstructed Younger Dryas and Holocene cirque glaciers in inner Nordfjord, western Norway. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology 94, 87-97.
- Dahl, S.O., Bakke, J., Lie, R., Nesje, A., 2003. Reconstruction of former glacier equilibrium-line altitudes based on proglacial sites: an evaluation of approaches and selection of sites. Quaternary Science Reviews 22, 275–287.
- Dragomirescu, S., 1987. Carpatii si sistemul muntos alpin. In Geografia României Carpatii Românesti si Depresiunea Transilvaniei, vol. III, Ed. Academiei Române, Bucharest (in Romanian).
- Dragota, C.S., Kucsicsa, G., 2011. Global climate change–related particularities in the Rodnei Mountains National Park. Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences, 43-50.
- Evans, S.G., Tutubalina, O.V., Drobyshev, V.N., Chernomorets, S.S., McDougall, S., Petrakov, D.A., Hungr, O., 2009. Catastrophic detachment and high-velocity long-runout flow of Kolka Glacier, Caucasus Mountains, Russia in 2002. Geomorphology 105, 314–321.
- Ehlers, J., Gibbard, P.L., Hughes, P.D. (Eds.) 2011. Quaternary Glaciations Extent and Chronology: A Closer Look. Developments in Quaternary Science, 16. Elsevier: Amsterdam. 1126pp.
- Finlayson, A., Golledge, G., Bradwell, T., Fabel, D., 2009. Evolution of a Lateglacial mountain icecap in northern Scotland. Evolution of a Lateglacial mountain icecap in northern Scotland. Boreas 40, 536-554.
- Gachev, E., Gikov, A., Zlatinova, C., Blagoev, B., 2009. Present state of Bulgarian glacierets. Landform Analysis 11, 16-24.

- Gheorghiu D., Fabel D., Xu S., 2011. Cosmogenic ¹⁰Be constraints on the deglaciation history in the Rodna Mountains, Northern Romania. Climate change in the Carpathian-Balkan region during the Late Pleistocene and Holocene, Book of Abstracts, Suceava, Romania, p. 33.
- Gheorghiu M. D., Fabel D., Xu S. (2012) Paleoclimatic reconstructions of the Late Devensian glaciation in Northern Romania. Quaternary International
- Gillespie, A., Molnar, P., 1995. Asynchronous maximum advances of mountain and continental glaciers, Reiews of Geophysics 33, 311-364.

Goudie, A. (ed.), 2004. Encyclopedia of Geomorphology (2nd Edition). Routledge, London.

- Gross, G., Kerschner, H., Patzelt, G., 1977. Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 12(2), 223-251. (in German)
- Haeberli, W., Huggel, C., Kaab, A., Zgraggen-Oswald, S., Polkvoi, A., Galushkin, I., Zotikov, I., Osokin, N., 2004. The Kolka–Karmadon rock/ice slide of 20 September 2002: an extraordinary event of historical dimensions in North Ossetia, Russian Caucasus. Journal of Glaciology 50, 533–546.
- Hooke, R.LeB. 2005. Principles of glacier mechanics (2nd Edition). Cambridge University Press, p. 429.
- Hughes, P.D., Woodward, J.C., Gibbard, P.L., Macklin, M.G., Gilmour, M.A., Smith G.R., 2006a. The glacial history of the Pindus Mountains, Greece. Journal of Geology 114, 413-434.
- Hughes, P.D., Woodward, J.C., Gibbard, P.L., 2006b. The last glaciers of Greece. Zeitschrift f
 ür Geomorphologie 50, 37-61.
- Hughes, P.D., 2008. Response of a Montenegro glacier to extreme summer heatwaves in 2003 and 2007. Geografiska Annaler 192, 259-267.
- Hughes, P.D., 2009. Twenty-first Century Glaciers in the Prokletije Mountains, Albania. Arctic, Antarctic and Alpine Research 41, 455-459.
- Hughes, P.D., Woodward, J.C., van Calsteren, P.C., Thomas, L.E., Adamson, K., 2010. Pleistocene ice caps on the coastal mountains of the Adriatic Sea: paleoclimatic and wider paleoenvironmental implications. Quaternary Science Reviews 29, 3690-3708.
- Hughes, P.D., Woodward, J.C., van Calsteren, P.C., Thomas, L.E., 2011. The Glacial History of The Dinaric Alps, Montenegro. Quaternary Science Reviews 30, 3393-3412.
- KEO (Carpathians Environment Outlook), 2007. Background and introduction, in: Carpathian Environmental Outlook, UNEP, 18-44.
- Kern, Z.; Nagy, B.; Kohán, B.; Bugya, É., 2006. Glaciological characterization of small paleoglaciers from Calimani Mountains. Analele Universitatii de Vest din Timisoara, GEOGRAFIE, 16, 35-44.
- Kern, Z., Surányi, G., Molnár, M., Nagy, B., Balogh, D., 2007. Investigation of natural perennial ice deposits of Durmitor Mts, Montenegro. In: Zelinka, J. (ed.) Proceedings of the 2nd International Workshop on Ice Caves, Liptovský Mikuláš, pp.70-73.
- Kern, Z., László, P., 2010. Size specific steady-state accumulation-area ratio: an improvement for equilibrium-line estimation of small paleoglaciers. Quaternary Science Reviews 29 pp. 2781-2787.
- Kerschner, H., 1990. Methoden der Schneegrenzbestimmung. In: Liedtke, H. (Ed.), Eiszeitforschung. Darmstadt: Wissenschaftliche Buchgesellschaft, pp. 229-311. (in German)
- Knoll, C., Kerschner, H., 2009. A glacier inventory for South Tyrol, Italy, based on airborne laser-scanner data. Annals of Glaciology 50(53), 46-52.
- Kotlyakov, V.M., Rototaeva, O.V., Nosenko, G. A., 2004. The September 2002 Kolka Glacier Catastrophe in North Ossetia, Russian Federation: Evidence and Analysis. Mountain Research and Development 24, 78-83.
- Kuhlemann, J., Frisch, W., Székely, B., Dunkl, I., Danišík, M., Krumrei, I., 2005. Würmian maximum glaciation in Corsica. Austrian Journal of Earth Sciences 97, 68-81.
- Kuhlemann, J., Gachev, E., Alexander Gikov, A., Nedkov, S., 2008. Glacial extent in the Rila mountains (Bulgaria) as part of an environmental reconstruction of the Mediterranean during the Last Glacial Maximum (LGM). Proceedings of the Academy of Sciences of Bulgaria
- Kuhlemann, J., Milivojevic, M., Krumrei, I., Kubik, P.W., 2009. Last glaciation of the Šara Range (Balkan peninsula): Increasing dryness from the LGM to the Holocene. Austrian Journal of Earth Sciences 102, 146-158.
- Kuhlemann J, Gachev E., Gikov A., Nedkov S., Kubik, P.W., (2012): Glacial Extent in the Rila mountains (Bulgaria) during the Last Glacial Maximum. Quaternary International
- Lehmann, P., 1891. Der ehemalige Gletscher des Lala-Thales im Rodna Gebirge, Petermanns Mitteilungen, t. XXXVII, pp. 98-99. (in German)
- Leonard, K.C., Andrew G. Fountain, A.G., 2003. Map-based methods for estimating glacier equilibrium-line altitudes. Journal of Glaciology, 49, 329-336.
- Lindner, L., Dzierzek J., Marciniak, B., Nitychoruk, J., 2003. Outline of Quaternary glaciations in the Tatra Mountains.: their development, age and limits. Geological Quarterly, 47 (3), 269-280.
- Lukas, S., 2006. Morphostratigraphic principles in glacier reconstruction a perspective from the British Younger Dryas. Progress in Physical Geography 30, 719-736.
- Makos M., Nitychoruk J. 2011. Last Glacial Maximum climatic conditions in the Polish part of the High Tatra Mountains (Western Carpathians). Geological Quarterly, 55 (3), 253-268.

- Makos, M., Nitychoruk, J., Zreda, M., 2012. Deglaciation chronology and paleoclimate of the Pięciu Stawów Polskich/Roztoki Valley, High Tatra Mountains, Western Carpathians, since the Last Glacial Maximum, inferred from ³⁶Cl exposure dating and glacier-climate modelling, Quaternary International, doi: 10.1016/j.quaint.2012.01.016
- Meier, M.F., Post, A.S., 1962. Recent Variations in Mass Net Budgets of Glaciers in Western North America, vol. 58. IAHS Publications, 63-77.
- Meierding, T., 1982. Late Pleistocene glacial equilibrium-line altitudes in the Colorado Front Range: a comparison of methods. Quaternary Research 18, 289-310.
- Milivojevic, M., Menkovic, L., Calic, J., 2008. Pleistocene glacial relief of the central part of Mt. Prokletije (Albanian Alps). Quaternary International 190, pp. 112-122.
- Mîndrescu, M., 2001. Fotolilul glaciar Lala (Masivul Rodnei). ANALELE Universitatii "Stefan cel Mare. Suceava Sectiunea Geografie, Anul X, pp. 63-73 (in Romanian).
- Mîndrescu, M. 2006. The geomorphometry of glacial cirques in the Romanian Carpathians (Geomorfometria circurilor glaciare din Carpatii Românesti), PhD thesis, University of Iasi, Romania
- Mîndrescu, M., 2008. A new glaciated area in Rodna Mountains Tarnita din Ciung cirque. ANALELE Universitatii .Stefan cel Mare. Suceava, Sectiunea Geografie, Anul XVII, pp. 79-86.
- Mîndrescu, M., Evans, I. S. and Cox, N. J., 2010. Climatic implications of cirque distribution in the Romanian Carpathians: paleowind directions during glacial periods. Journal of Quaternary Science 25(6), 875–888.
- Nagy, B., Kern, Z., Bugya, É., Kohán, B., 2004. Investigation of postglacial surface-evolution in the alpine region of the Calimani Mountains -with an outlook to the cirque region of the Rodnei Mountains., Analele Universitatii de Vest din Timisoara, Geografie, 14, pp. 101-118.
- Napieralski, J., Harbor, J., Yingkui, L., 2007. Glacial geomorphology and geographic information systems. Earth-Science Reviews 85, 1-22.
- Nesje, A., 1992. Topographical effects on the equilibrium-line altitude on glaciers. GeoJournal 27, 383-391.
- Nesje A., Dahl S. O., 2000. Glaciers and Environmental Change: Key Issues in Environmental Change Series. Arnold. London.
- Nesje, A., 2007. Paleo ELAs. In: Elias, S.A. (Ed.), Encyclopedia of Quaternary Science, vol. 2. Elsevier, Amsterdam, pp. 882-892.
- Ohmura, A., Kasser, P., Funk, M., 1992. Climate at the equilibrium line of glaciers. Journal of Glaciology 38, 397-411.
- Paterson, W.S.B., 1994. The Physics of Glaciers (3rd Edition). Tarrytown, New York, Pergamon/Elsevier, 480 p.
- Porter, S., 1975. Equilibrium-line altitudes of late Quaternary glaciers in the southern Alps, New Zealand. Quaternary Research 5, 27-47.
- Porter, S., 2001. Snowline depression in the tropics during the Last Glaciation. Quaternary Science Reviews 20, 1067-1091.
- Potter, N., 1972. Ice-cored rock glacier, Galena Creek, Northern Absaroka Mountains, Wyoming. Geological Society of America Bulletin 83, 3025-3038.
- Ramage, J. M., Smith, J. A., Rodbell, D. T. and Seltzer, G. O., 2005. Comparing reconstructed Pleistocene equilibrium-line altitudes in the tropical Andes of central Peru. Journal of Quaternary Sciences 20, 777–788.
- Reuther, A.U, Urdea, P., Geiger, C., Niller, H. P., Heine, K., 2004. Determining the glacial equilibrium line altitude (ELA) for the Northern Retezat Mountains, Southern Carpathians and resulting paleoclimatic implications for the last glacial cycle. Analele Universitatii de Vest din Timisoara, Geografie, 14, 11-34.
- Reuther, A.U., Urdea, P., Geiger, C., Ivy-Ochs, S., Niller, H. P., Kubik, P. W., Heine, K., 2007. Late Pleistocene glacial chronology of the Pietrele Valley, Retezat Mountains, Southern Carpathians constrained by ¹⁰Be exposure ages and pedological investigations. Quaternary International 164-165, 151-169.
- Rinterknecht, V., Matoshko, A., Gorokhovich, Y., Fabel, D., Xu, S., 2012. Expression of the Younger Dryas cold event in the Carpathian Mountains, Ukraine? Quaternary Science Reviews 39 pp. 106-114.
- Sailer, R., Kerschner, H., Heller, A., 1999a. Three dimensional reconstruction of Younger Dryas Glaciers. Glacial Geology and Geomorphology, http://ggg.qub.ac.uk/ggg/[1999 rp01], 1999, 1999/rp01.
- Sailer, R., Kerschner, H., 1999b. Equilibrium-line altitudes and rock glaciers during Younger Dryas cooling event, Ferwall group, western Tyrol, Austria. Annals of Glaciology 28, 141-145.
- Sawicki, L., 1911. Die glazialen Züge des Rodna Gebirges und der Marmarosch Karpaten, Mitt. Geogr. Gesellschaft, Wien, Bd. 54, heft X-XI, 510-571 (in German).
- Shakun, J., 2003. Last glacial maximum equilibrium-line altitudes and paleoclimate, northeastern Utah. 55 p (Thesis).
- Shroder, J.F., Bishop, M.P., Copland, L., Sloan, V.F., 2000. Debris-covered glaciers and rock glaciers in the Nanga Parbat Himalaya, Pakistan. Geografiska Annaler 82, 17-31.
- Sissons, J.B., 1974. A late-glacial ice-cap in the central Grampians, Scotland. Transactions of the Institute of British Geographers 62, pp. 95-114.

Sîrcu, I., 1978. Muntii Rodnei. Studiu morfogeografic, Ed. Academiei, Bucuresti (in Romanian).

Smith, M.J., Clark, C.D., 2005. Methods for the visualization of digital elevation models for landform mapping. Earth Surface Processes and Landforms 30, pp. 885-900.

- Solomina, O., 1999. Mountain glaciation of northern Eurasia in the Holocene. Nauchny Mir., Moscow. (in Russian with English abstract)
- Szilády, Z., 1907. A Nagy-Pietrosz czirkus-völgyei, Földrajzi Közlemények 35, 6-8.
- Tantau, I., Feurdean, A., de Beulieu, J.L., Reille, M., Farcas, S., 2011. Holocene vegetation history in the upper forest belt of the Eastern Romanian Carpathians. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology 309, 281-290.
- Torsnes, I., Rye, N., Nesje, A., 1993. Modern and Little Ice Age equilibrium-line altitudes on outlet valley glaciers from Jostedalsbreen, Western Norway: an evaluation of different approaches to their calculation Arctic and Alpine Research 25, 106-116
- Urdea, P., Sârbovan, C., 1995. Some considerations concerning morphoclimatic conditions of the Romanian Carpathians. Acta Climatologica 28/29, 23–40.
- Urdea, P., 2000. Muntii Retezat -studiu geomorfologic. Ed. Academiei, Bucuresti (in Romanian).
- Urdea, P., 2004. The Pleistocene glaciation of the Romanian Carpathians. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L. (Eds.), Quaternary Glaciations—Extent and Chronology, Part 1: Europe. Amsterdam, Elsevier, pp. 301–308.
- Urdea, P., Reuther A.U., 2009. Some new data concerning the Quaternary glaciation in the Romanian Carpathians. Geographica Pannonica 13 (2), 41-52.
- Urdea, P., Onaca, A., Ardelean, F., Ardelean, M., 2011. New Evidence on the Quaternary Glaciation in the Romanian Carpathians. In J. Ehlers, P.L., Gibbard, P.D. Hughes (Eds): Developments in Quaternary Science, Elsevier, Amsterdam, pp. 305-322.
- Varga, L., 1927. A Radnai havasok keleti felének glaciális jelenségei, Földrajzi Közlemények 55, 4-6.

Geomorfológiai feladatok a Pécs környéki bányaterületek helyreállításának tervezésében

Lóczy Dénes^{1*} – Czigány Szabolcs² – Dezső József¹ – Gyenizse Péter³ – Kovács János⁴ – Nagyváradi László⁵ – Pirkhoffer Ervin²

¹Pécsi Tudományegyetem, Környezettudományi Intézet, Környezetföldrajzi és Tájvédelmi Tanszék,
 ²Pécsi Tudományegyetem, Környezettudományi Intézet, Klimatológiai és Talajtani Tanszék,
 ³Pécsi Tudományegyetem, Földrajzi Intézet, Természetföldrajzi és Geoinformatikai Tanszék,
 ⁴Pécsi Tudományegyetem, Földrajzi Intézet, Természetföldrajzi és Geoinformatikai Tanszék,
 ⁵Pécsi Tudományegyetem, Földrajzi Intézet, Természetföldrajzi és Geoinformatikai Tanszék,
 ⁵Pécsi Tudományegyetem, Földrajzi Intézet, Természetföldrajzi és Geoinformatikai Tanszék,
 ⁶Pécsi Tudományegyetem, Földrajzi Intézet, Természetföldrajzi és Geoinformatikai Tanszék,
 ⁶Pécsi Tudományegyetem, Földrajzi Intézet, Természetföldrajzi és Geoinformatikai Tanszék,

Absztrakt

Pécs környékén nagy területeket borítanak mesterségesen kialakított domborzatú felszínek: a feketekőszén- és az uránérc-bányászat bányagödrei, meddőhányói, valamint a hőerőmű zagykazettái. Pécs 2010-ben Európa kulturális fővárosa, ami szükségessé és aktuálissá teszi a bányászat tájsebörökségének felszámolását. Ez a tanulmány a táj helyreállítása érdekében folytatott geomorfológiai vizsgálatokat mutatja be, melyek során feltártuk a tájalakítás történetét, GIS módszerrel felmértük az antropogén formákat, meghatároztuk, milyen hidrológiai és geomorfológiai feltételekkel alakíthatók a városközeli szennyeződésforrások hasznos zöldövezetekké. Az NKFP program keretében végzett kutatások elősegítették a bányászat által degradált táj teljes körű rehabilitációjának sikerét, megalapozták jövőbeli hasznosítását.

1. Bevezetés

Magyarország egyetlen, alsójura (liász) korú feketekőszén-lelőhelye a Mecsek hegységben található. Az összlet legvastagabb kifejlődése 1200 m, a több száz szénréteget márga közbetelepülések tagolják (NÉMEDI VARGA, 1998). Tektonikai feldaraboltsága és nagy kéntartalma ellenére a kitermelt szenet sokoldalúan hasznosították (kokszként, fűtésre, villamosenergia előállítására). Az 1790-es években a felszínen kézi erővel fejtették, majd a 19. században sorra nyíltak a mélyművelésű bányák, eleinte az Első Dunagőzhajózási Társaság, majd a Magyar Államvasutak igényeinek kielégítésére (SZIRTES, 1994). A 20. század elején a városi gázművet, majd az erőműt, 1950-től pedig a Dunai Vasműt látták el szénnel a bányák.

A mélyművelésű és a külszíni bányászat alapjaiban átalakította Pécs gazdasági és társadalmi életét, környezeti állapotát, domborzatát (LóCZY et al., 2005, 2006), városszerkezetét (LoVÁSZ és NAGY-VÁRADI, 2000). A rendszerváltás után azonban, a környezettudatos gondolkodás terjedése és az energiapolitika átalakítása következtében az utolsó külfejtéseket is bezárták, 2004-ben a pécsi erőművet biomassza-tüzelésre állították át.

Jelenleg a területi tervezés fontos feladata, hogy – a bányászat örökségét felmérve (*1. ábra*) – gondos helyreállító munkával (HANNAN, 1995) új hasznosítási módokat találjanak a bányaterületek számára, amelyek Pécs környékén a városfejlesztés szempontjából különösen értékesek, hiszen a központhoz közel helyezkednek el. A táj helyreállítását előkészítő munkába a Pécsi Tudományegyetem Természettudományi Karának munkatársai, köztük a geomorfológusok is bekapcsolódtak.



1. ábra: A feketekőszén-bányászat és az erőművi hulladéklerakás által érintett, helyreállításra szoruló felszínek elhelyezkedése Pécs környékén (szerk. Gyenizse P.). 1 = beépített terület; 2 = főbb közlekedési útvonalak; 3 = küfejtések; 4 = nagyobb meddőhányók; 5 = hőerőmű; 6 = zagytározók

2. A bányászat környezeti hatásainak kutatása

A bányászat az egyik legnagyobb környezetalakítással járó társadalmi tevékenység szerte a világon (GOUDIE, 2000). A mecseki feketekőszén-bányászat tájformálása is hosszú történelmi múltra tekint vissza. A kb. 100 millió t kitermelhető szénkészlet felszínre hozatalára 1846-ban németek mélyítették az első aknát (SZIRTES, 1994). Majd a két világháború között a városközeli aknák száma rohamosan nőtt. A bányászkodás a környezet minőségének romlásával járt. A meddőhányókon gyakran előfordult öngyulladás, a levegő minősége éppen a bányászkolóniák területén romlott a leginkább. A bányászkodás csúcsán, az 1950-es évek végén, a 60-as évek elején sűrű, kénszagú felhő terjeszkedett a város északi peremén (SZIRTES, 1994). Ugyanakkor a mélyművelésnek geomorfológiai hatása is volt: kiterjedt felszínek megsüllyedését okozta, minél mélyebb volt a bánya, annál nagyobb a depresszió sugara. A bányaüregek feletti roskadások felszíni következményeit dolgozták fel az első magyar nyelvű antropogén földrajzi tanulmányok (ERDŐSI, 1970, összefoglalóan: 1987 – 2. *ábra*). Később azt is vizsgálták, hogy a növényzet megtelepedése hogyan segíti elő a mesterséges felszínek stabilizálását, a talajtakaró kialakulását (LEHMANN, 1980).

Az épületek megsüllyedése, a falak megrepedése miatti kártalanítási összegek olyan magasra rúgtak, hogy az állami tulajdonú Mecseki Szénbányászati Vállalat megbízást adott a felszínmozgások felmérésére (FLECK, 1968), melynek során feltárták a már inaktív, de a mélybeli anyagátrendeződések hatásait a felszínre közvetítő törésrendszert, a Mecsekalja-övet. A bonyolult földtani viszonyok miatt, az igen meredek (50-70°-os) dőlésszögű vetők mentén különösen jelentős vertikális mozgásokat mutattak ki (ERDŐSI, 1987). Később egy mérnökgeológiai vizsgálat (BALÁZS és KRAFT, 1998) pontosan felmérte a város északi határában kialakult süllyedésteknőt, amely maximum 27 m mély és 13,5 km²-re terjed ki, a legmagasabb lépcsője 7 m-es, a legnagyobb horizontális elmozdulás pedig eléri az 1 métert (*3. ábra*). A több ezer érintett lakóépületből kb. 300-at (elsősorban a közvetlenül a vetőkre építetteket) kellett lakhatatlanná nyilvánítani (BALÁZS és KRAFT, 1998).



 2. ábra: Felszínsüllyedés és a földfelszíni építmények alakváltozásai mélyművelésű bányák felett Pécs területén (ERDŐSI, 1987 nyomán)

A teljesség kedvéért megemlítendő, hogy hasonlóan számottevő hatásai vannak a Pécstől nyugatra folytatott uránérc-bányászatnak is. A kitermeléshez szükséges mesterséges talajvízszint-süllyesztés, szivattyúzás hatására több forrás kiszáradt, pl. a Sárkány-forrás, amelynek eredetileg 1,8 m³ min-1 volt a vízhozama, már az elsők között, még 1873-ban kiapadt. A 20. század elejére már 420 kút és 25 természetes forrás jutott hasonló sorsra, 38-nak pedig jelentősen lecsökkent a hozama. 1992-ben, amikor az utolsó aknát is bezárták és a tárnákat nagyrészt vízrekesztő módon tömedékelték, talajvízszintfigyelő kúthálózatot létesítettek, amely 1996-ban jelezte, hogy megkezdődött a korábbi talajvízszint helyreállása. SOMOSVÁRI (1998) azonban megjegyzi, hogy ez a folyamat nem kizárólag a szivattyúzás megszüntetésének lehet a következménye, hiszen az egykori bányászkolóniák részleges közművesítése (csak ivóvízvezeték építése, csatornázás nélkül) fokozott vízfogyasztással és beszivárgással járhat. Emellett az 1990-es évek eleje a sokéves átlagnál csapadékosabb időszak volt.

Az 1950-es években indult és a 70-es években felfuttatott külszíni szénbányászat további környezeti problémákat okozott. A külszíni fejtések által érintett összterület ugyan kisebb, mint a mélyművelésé, a felszínre gyakorolt hatások azonban jóval nagyobb mértékűek. A jelen tanulmány (melynek eredetije: Lóczy et al., 2007) egyrészt a Pécs központjától mindössze 2 km-re fekvő Karolina-bányagödör és meddőhányói rehabilitációjával, másrészt a hasonlóan közeli erőművi zagytározók (1. ábra) környezete helyreállításának felszínalaktani problémáival foglalkozik.



3. ábra: Süllyedésteknő Pécs központjától északkeletre (szerk. GYENIZSE P., a Mecseki Bányavagyon-kezelő Kft. adatainak felhasználásával)

3. A környezeti állapot felmérése

A Nemzeti Kutatási-Fejlesztési Program keretében 2001-ben alakult, a Pécsi Tudományegyetem Természettudományi Kara (személy szerint Borhidi Attila professzor) által irányított kutatási konzorcium feladata az volt, hogy megvizsgálja, hogyan lehet megfelelően kiválasztott hulladék elhelyezésével és speciális rekultivációs technológiák kikísérletezésével csökkenteni a városi környezet terhelését és meggyorsítani egy természetközeli környezeti állapot kialakulásának folyamatát (NKFP, 2003). A kutatásban a rehabilitációban érdekelt vállalatok, mint a BIOKOM (hulladékgazdálkodás), Pécsi Bőrgyár, PannonPower Holding (villamosenergia-termelés) és a MECSEK-ÖKO (bányaterületek helyreállítása) is részt vettek. A PPP finanszírozásban folytatott, hároméves kutatás konkrét céljai a következők voltak:

1) megfelelő helyet keresni a résztvevő vállalatok hulladékainak biztonságos elhelyezésére;

2) a bányaterületeket olyan állapotba hozni, hogy azok hasznosíthatók legyenek a város számára;

3) a fenti célokat úgy megvalósítani, hogy kezelt hulladék kihelyezésével gyorsítsák meg a talajképződést és a felszín benövényesedését.

A PTE Földrajzi Intézet kutatói által vállalt főbb feladatok:

1) a természeti viszonyok alapállapotának felmérése, amely kiterjed a vízhálózatra és az antropogén felszínformákra;

2) a meglévő környezeti monitorozó hálózat kiterjesztése a változások pontosabb követésére;

3) a talajerózió modellezése, hosszabb távú előrejelzése.

3.1. Karolina-külfejtés mintaterület

A Karolina-külfejtés művelése 1968-ban kezdődött (SZIRTES, 1994). A bányagödör méretei: 1200 m hosszú, 600 m széles és kb. 115 m mély (*4. ábra*). Felhagyásáig, 2004-ig kb. 15 millió m³ feketekőszenet termeltek ki belőle, és csaknem ugyanennyi (kb. 13 millió m³) meddőt halmoztak fel a közvetlen közelében (TOTAL Kft., 1997). A domborzati szintkülönbség a gödör feneke és a meddőhányók teteje között több mint 250 m. Az emberi tevékenység alkotta domborzat jellegzetességei:

- a lejtők meredekebbek, mint a környékbeli hegylábfelszínen;

- természetellenes lejtőprofilok keletkeznek: a meddőhányók lejtői többnyire egyenesek, a bányagödöré lépcsőzetesek; megváltozott a vízhálózat: a bányagödör egy új, több mint 12,5 km² területű részvízgyűjtőt vonzott magához.

A felszínfejlődési modellezés (pl. az Ausztráliában kidolgozott SIBERIA programcsomag – HANCOCK et al. 2000) előre jelzi a közel- és a távolabbi jövő domborzati viszonyait. Eszerint a meddőhányók tömörödése ugyan 5-6 év múlva megáll, ám ezalatt a megemelkedő talajvízszint miatt helyenként lejtőinstabilitás keletkezhet, csuszamlások fejlődhetnek ki (RUPKE et al. 2007). A hidrológiai és a geomorfológiai folyamatok szorosan összefüggenek (HANCOCK és WILLGOOSE, 2001). Hidrológiai probléma, hogy a bányagödör – megfelelő körülmények között – viszonylag gyorsan feltöltődik csapadék- és szivárgó vizekkel. A Karolina-külfejtés fenekén 2005-ben a különösen nedves időjárás (több mint 900 mm évi csapadék) hatására az emelkedő víztükör elérte a 145 m tengerszint feletti magasságot. Elrendelték a víz átszivattyúzását a Pécsi-víz közeli mellékfolyásába, ami vízszennyezési gondot okozott: a bányavíz sókoncentrációja meghaladja az élővizekre engedélyezett határértéket. A probléma megoldása a környék átfogó tájrendezésével oldható meg, amelyre a tervek már korábban elkészültek (TOTAL Kft., 1997), végrehajtásuk mostanában kezdődik meg.



4. ábra: A Karolina-külfejtés bányagödre a kitermelés leállítása után

3.2. Tüskésréti erőművi zagytározók mintaterület

Pécsett a legnagyobb kiterjedésű hulladék-lerakóhely délen, a hőerőmű közvetlen közelében van. A város teljes területének (16 261 ha) 1,4%-a (230 ha). A pannon hátak közötti mélyebb fekvésű (120-125 m a tengerszint felett), korábban vizenyős területre az 1950-es évek óta engedik zagy formájában az erőműben keletkező salakot és finom szemű pernyét, amellyel 15-20 méterrel emelték meg a felszínt. A Pécs-medence fenékszintjén a korábbi zagytározók felszínén terül el a már rekultivált, spontán beerdősült Tüskésrét, ahol már természetvédelmi terület és tanösvény is létesült.

A zagyelhelyezésnek két módja van:

- hígzagyos technológiával az anyagot könnyű ugyan csővezetéken keresztül kijuttatni, de lassan szárad ki és nehezen tömörödik, ezért felszínének rehabilitációja igen körülményes;

- a sűrűzagyos technológia során csak a feltétlenül szükséges vízmennyiséget keverik a pernyéhez, ezért gyorsabban megszilárduló és helyreállítható felszíneket hoznak létre.

A zagykazetták igénylik a legsürgősebb rehabilitációt, a felszínüket haladéktalanul stabilizálni kell, hiszen a víz- és a szélerózió is könnyen pusztítja. Az erodált felszínre engedett zagy sajátos "folyami" tájat hoz létre (5. ábra). (Mint egy természetes laboratóriumban, sokféle fluviális folyamat tanulmányozható a finom szemcseméretű zagy felszínén.)



5. ábra: A tüskésréti zagytározó felszínén kivésődött miniatűr "folyóvízi" szurdok a rehabilitáció előtt (Kovács J. felvétele)

A helyreállítási munkálatok során a zagy felszínét többnyire 5-10 cm vastagságban szétterített, kis hidraulikus vezetőképességű (10^{-5} - 10^{-7} cm s⁻¹) homokos, iszapos, agyagos üledékkel fedik be. Vizsgálataink szerint az optimális, az erőzió ellen kellő védelmet nyújtó fedőrétegnek azonban legalább 30 cm vastagnak kellene lennie (Lóczy et al. 2006).

A felszín antropogén változásait 1:10 000 méretarányú térképek digitalizálásával ArcView programmal előállított digitális terepmodellen követtük nyomon. A terepmodell a lejtőviszonyok rekonstrukcióján túl az erózióveszély lokalizálását, a különböző vízellátottságú felszínek elkülönítését és a monitorozó hálózat megtervezését is segítette (Lóczzy et al., 2005).

4. További, a rehabilitációt szolgáló geomorfológiai vizsgálatok

A külfejtések sikeres tájrehabilitációjának feltételeként a nemzetközi szakirodalom (Toy és HADLEY, 1987) a következő szükséges ismereteket említi (*csillaggal jelölve a geomorfológiai jellegűeket):

- 1) a bánya környékének felszíni és felszín alatti geológiája;
- 2) a felszíni és a felszín közeli hidrológiai viszonyok*;
- 3) földhasználat, tulajdoni viszonyok, épített környezet;
- 4) csuszamlás- és omlásveszély*;
- 5) egyéb anyagáttelepítő folyamatok és pályák*;
- 6) a feltöltő anyag beszerzésének feltételei;
- 7) a táj vizuális, esztétikai értéke*;
- 8) a vizes élőhelyek elhelyezkedése és minősége;
- 9) a környékbeli vízfolyások és a bányató vízminősége;
- 10) víztározási lehetőségek a felszínen*;
- 11) a tervezett jövőbeli hasznosítás.

A felsorolásból is látható, hogy a geomorfológusoknak fontos szerep jut a bányaterületek rehabilitációjában, elsősorban a hidrológiai és a geomorfológiai viszonyok együttes értékelésében, kölcsönhatásaiknak feltárásában. Az NKFP program keretében végzett kutatások elősegítették a bányászat által degradált táj teljes körű rehabilitációjának sikerét, megalapozták jövőbeli hasznosítását.

Irodalom

Balázs F., Kraft J. 1998. Pécs város fejlődésének mérnökgeológiai vonatkozásai. JPTE Egyetemi Kiadó, Pécs. 183p. Erdősi F. 1970. A szénbányászat által okozott felszínváltozások Pécs környékén. In: Földrajzi tanulmányok a Dél-Dunántúl területéről. MTA Dunántúli Tudományos Intézete. Pécs. 85-107.

- Erdősi F. 1987. A társadalom hatása a felszínre, a vizekre és az éghajlatra a Mecsekben és tágabb térségében. Akadémiai Kiadó, Budapest
- Fleck A. 1968. Pécs város alábányászott területének mozgásvizsgálata. In: "A geodézia szerepe a városok tervezésében és építésében" konferencia (Budapest, 1968. május 21-23.) kötete. Budapest. 229-240.
- Goudie, A.S. 2000. The Human Impact on the Natural Environment. 5th edition. MIT Press, Cambridge, 159-195.
- Hancock, G.R., Evans, K.G., Willgoose, G.R., Moliere, D.R., Saynor, M.J., Loch, R.J. 2000. Medium-term erosion simulation of an abandoned mine site using the SIBERIA landscape evolution model. Soil Research 38. 249-263.
- Hancock, G., Willgoose, G.R. 2001. The interaction between hydrology and geomorphology in a landscape simulator experiment. Hydrological Processes 15. 115-133.
- Hannan, J.C. 1995. Mine Rehabilitation. A Handbook for the Coal Mining Industry. 2nd edition. New South Wales Minerals Council, Sydney. 12-28.
- Lehmann A. 1980. A bányászat hatása a növény- és talajtakaróra Pécs területén. Földrajzi Közlemények 104. 1-2. 228-256.
- Lóczy D., Nagyváradi L., Pirkhoffer E., Gyenizse P. 2005. Digitális terepmodell felhasználása a tájrehabilitációban Pécs környéki bányaterületek példáján. In: Dobos A., Ilyés Z. (szerk.): Földtani és felszínalaktani értékek védelme. Eszterházy Károly Főiskola Földrajz Tanszék – Környezettudományi Tanszék, Eger. 293-308.
- Lóczy, D., Nagyváradi, L., Gyenizse, P., Pirkhoffer, E., Dezső, J. 2006. Umweltfolgen und Rekultivierung in Steinkohlenbergbaugebieten bei Pécs. In: Aubert, A., Tóth, J. (Hrsg.): Stadt und Region Pécs. Beiträge zur angewandten Stadt- und Wirtschaftsgeographie. Universität Bayreuth, Bayreuth. 65-78. (Arbeitsmaterialien zur Raumordnung und Raumplanung, Heft 243)
- Lóczy, D., Czigány, Sz., Dezső, J., Gyenizse, P., Kovács, J., Nagyváradi, L., Pirkhoffer, E. 2007. Geomorphological tasks in planning the rehabilitation of coal mining areas at Pécs, Hungary. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria 30. 203-207.
- Lovász Gy., Nagyváradi L. 2000. A természeti erőforrások változó szerepe Pécs és Komló fejlődésében. Közlemények a JPTE Természetföldrajzi Tanszékéről 13.
- Némedi Varga Z. 1998. A Mecsek és a Villányi-hegység jura képződményeinek rétegtana. In: Bérczi I., Jámbor Á. (szerk.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. MOL Rt. MÁFI, Budapest. 319-336.
- NKFP 2003. A dél-dunántúli régió környezetterhelésének csökkentésére irányuló komplex hulladékkezelési és rekultivációs technológia, valamint monitoring rendszer kifejlesztése és alkalmazása. Kutatási zárójelentés. Kézirat. Pécs. 202 p.
- Rupke, J., Huisman, M., Kruse, H.M.G. 2007. Stability of man-made slopes. Engineering Geology 91. 16-24.
- Somosvári Zs. 1998. "Pécs-Mecsekszabolcs" bányatelken észlelhető felszínemelkedések és vizesedési jelenségek értékelése és prognózisa. Szakértői jelentés. Kézirat. Geoconsult, Miskolc
- Szirtes B. (szerk.): A mecseki kőszénbányászat I-II. Kútforrás Kft., Pécs. 690 p.

TOTAL Kft. 1997. A pécsbányai külfejtés területének tájrendezése. Szakértői jelentés. Kézirat. Pécs. 29 p.

Toy, Z.J., Hadley, R.F. 1987. Geomorphology and Reclamation of Reclaimed Lands. Academic Press, Orlando 480 p.

A szélerózió kutatása a Debreceni Egyetemen

Lóki József^{*} – Négyesi Gábor – Tóth Csaba – Buró Botond

Debreceni Egyetem Természetföldrajzi és Geoinformatikai Tanszék 4032 Debrecen Egyetem tér 1. * loki.jozsef@science.unideb.hu

1. Bevezetés

A szélerózióhoz kapcsolódó kutatások a Debreceni Egyetem Természeti Földrajzi Tanszékén több mint fél évszázados múltra tekintenek vissza. Ez elsősorban annak köszönhető, hogy Kádár László – aki Cholnoky tanítványa-ként már 1930-ban tanulmányozta a káposztásmegyeri szélbarázdákat és garmadákat, majd a két világháború között a Szaharában kutatta a sivatagi széleróziós formákat, továbbá Európa több táján és az Alföldön a féligkötött futóhomok területeket – a második világháború után évtizedekig vezette, irányította a tanszéket. Az első tanítványai közül Borsy Zoltán pedig a tudományos munkásságának meghatározó részét a futóhomok kutatásokra szentelte. Nekik köszönhető, hogy négy évtizeddel ezelőtt – amikor erre lehetőség nyílt – megépült az ország első széleróziós kutatásokra alkalmas szélcsatornája Debrecenben. A laboratóriumi kísérletekkel lehetőség nyílt a terepi kutatások mellett új eredmények elérésére, a szélerózió törvényszerűségeinek a vizsgálatára. Az utóbbi évtizedekben a technika fejlődésével a kutatási irányok tovább bővültek és Debrecenben a széleróziós kutatások tovább folytatódtak. Ebben a tanulmányban röviden áttekintjük a Debreceni Egyetem geográfusainak az eolikus felszínformálás területén végzett eddigi fontosabb kutatási eredményeit.

2. A futóhomok formáinak tanulmányozása

Kádár Lászlót 1945-ben nevezték ki Debrecenbe egyetemi tanárnak. A szél felszínformáló tevékenységének tanulmányozása a kiemelt kutatásai közé tartozott. A Rétyi Nyír futóhomok területéről írt dolgozatában (KÁDÁR 1949) említést tesz a Kiskunságról és a Nyírségről. Azt olvashatjuk, hogy a futóhomok a Duna, illetve a Tisza és a Bodrog zátonyos medreiből származik. Ez a megállapítása minden bizonnyal még a Cholnoky-féle elmélet hatásával magyarázható.

A Nyírség morfológiáját tanulmányozva a félig kötött futóhomok területek legjellegzetesebb formájaként a parabolabuckákat írta le, de az ő nevéhez főződik a szegélybuckák és a fejletlen Ny-i szárú parabolabuckák és a széllyukak kialakulásának magyarázata is. Elkészítette a futóhomokformák genetikai rendszerezését (KADÁR 1966), amelyet MAROSI (1967) a következőképpen értékelt: "E kitűnő, koncepciójában, következtetéseiben, rendkívül lényeges megállapításaiban logikus, az aerodinamika, a matematika és fizika törvényeivel is összhangban álló fejtegetéseket tartalmazó tanulmány az általános homokmorfológiai irodalom jelentős határkövének tekinthető."

A múlt század közepétől a formák leírásának pontosításában jelentős szerepet vállalt BORSY (1961), aki alaposan rendszerezte a szélbarázdákat és a garmadák típusait, továbbá elkészítette a Nyírség geomorfológiai térképét. Kutatásai során az összes hazai futóhomok területet tanulmányozta, amelyek eredményeit az akadémiai doktori disszertációjában (BORSY 1974) foglalta össze.

Kádár és Borsy irányításával morfológiai vizsgálatok kezdődtek Belső-Somogyban is, amelynek eredményeként LóKI (1975) az egyetemi doktori disszertációjában rendszerezte a harmadik legnagyobb futóhomok területünk formáit és elkészítette a kistáj geomorfológiai térképét.

A futóhomokformák leírásával, kialakulásuk magyarázatával, továbbá a formák rendszerezésével a futóhomok területek kutatásának egy jelentős fejezete lezárult.

3. A hazai futóhomok területek felszínfejlődése és a futóhomokrétegek kora

A homokterületeink kialakulásának magyarázatánál elsők között kell említenünk SÜMEGHY (1944) munkásságát, aki a fúrásadatokra támaszkodva a hordalékkúpok épülésével magyarázta a medence feltöltődését. A pleisztocén hordalékkúpok kialakulása és fejlődése során megfelelő éghajlati körülmények között különböző helyeken – ott, ahol megfelelő szemcsenagyságú homokos üledék rakódott le – többször is képződhetett futóhomok. A Duna-Tisza közén a Kiskunság hordalékkúp jellegének felismerése után tarthatatlanná vált CHOLNOKY (1910) elmélete, amely a Dunából kifújt és a Tiszáig hordott homokból származtatta a kiskunsági futóhomokot. A futóhomok származási helyének megjelölése Sümeghy magyarázatának elfogadása után már nem jelentett problémát. SÜMEGHY munkássága és eredményei hatással voltak a debreceni morfológusokra is, akik részt vettek az ország ÉK-i részének geológiai, geomorfológiai térképezésében.

A felszín fejlődésének pontosítása céljából már az ötvenes évek elejétől folytak pollenanalitikai vizsgálatok a tanszékünkön. Kezdetben CSINÁDY Gerő és BORSYNÉ ÉLTETŐ Hajnalka, az utóbbi évtizedekben pedig Félegyházi Enikő értek el jelentős eredményeket.

A homokszemcsék felületének vizsgálata a folyóvízi és a futóhomok megkülönböztetését segítette. A homokszemcsék vizsgálata az apró- és középszemű, illetve a durvaszemű frakciókra egyaránt kiterjedt. Kezdetben a sztereomikroszkópos felvételeket értékeltük különböző hazai és külföldi módszerek alkalmazásával, majd a vizsgálatokat a Krygowski-féle módszerrel egészítettük ki (BORSY 1965; LóKI 1975). Borsy felhívta a figyelmet arra, hogy a koptatottság mértékének ismerete nem elegendő a futóhomok azonosításához, ugyanis a folyóvízi homokszemcsék lehetnek koptatottabbak, mint a szélfújta homok.

Jelentős előrelépést jelentett a pásztázó elektron-mikroszkóp használatának a lehetősége. A szemcsék felületéről készült felvételekről egyértelműen megállapítható, hogy az üledéket a szél, vagy a víz szállította. A kérdés csak az, hogy mikor került a jelenlegi helyére.

A felszíni futóhomok korának meghatározásánál azt kellett eldönteni, hogy a forma mikor alakult ki. Itt természetesen elsősorban azt kell figyelembe venni, hogy a hordalékkúp mikor képződött.

BORSY (1961) a Nyírség felszínének tanulmányozásakor, a jelentősebb méretű, épebb formák alapján, még holocén homokmozgást tételezett fel. A feltárásokban felfigyelt a buckákat tagoló fosszilis talajokra, és a helyenként előforduló löszös rétegekre. A löszös réteg feletti futóhomok kialakulását a mainál szárazabb, melegebb mogyoró–fázisra helyezte.

A holocénkori homokmozgásról alkotott véleményét akkor változtatta meg, amikor a ¹⁴C-es kormeghatározások lehetővé tették a futóhomok mozgásperiódusainak pontosabb meghatározását. Kutatásaink alapján megállapítottuk, hogy az első jelentősebb futóhomok képződés a felső-pleniglaciálisban ment végbe, amelyet a dryasban újabbak követtek (BORSY et al. 1981, LóKI et al. 1993, BORSY–LóKI 1994, LóKI 2003).

A Duna-Tisza köze É-i felén végzett kutatásaink során a feltárásokban csak kevés helyen találtunk fosszilis talajt. A csekély számú fosszilis talajban mérésre alkalmas mennyiségű faszén csak a lakiteleki és a tiszaalpári feltárásban fordult elő (SÜMEGI–LÓKI 1990, SÜMEGI et al. 1992). A feltárások és fúrások rétegsorának tanulmányozása során, több helyen felfigyeltünk arra, hogy a futóhomok nagy mennyiségű csigahéjat tartalmazó vízi üledékre települt, amelyek malakológiai, sztratigráfiai elemzései (LÓKI – SÜMEGI 1993), és a mollusca héjból történt kormeghatározások eredményei megegyeztek a nyírségi és bodrogközi értékekkel. Így megállapíthattuk, hogy hazánkban a pleisztocén végének homokmozgásai a felső-pleniglaciális, valamint a dryas időszakra tehetők.

Felvetődött a kérdés, hogy korábban jelentkezett-e szélerózió, illetve a holocénben átformálta-e a szél a kialakult formákat. Ennek a kérdésnek a megválaszolásához egyrészt a mélyebb rétegek homoküledékeit kellett alaposan elemeznünk, másrészt a fiatal holocénkori felszínváltozásoknál az éghajlat módosulása mellett az ökológiai tényezőket is figyelembe kellett venni. A nagyobb mélységű alföldi MÁFI magfúrások homokrétegeinek elektronmikroszkópos vizsgálataival (BORSY et al. 1987) egyértelműen sikerült igazolni, hogy a negyedidőszakban, a felső-pleniglaciálist megelőzően, többször képződött futóhomok. Ezeket a futóhomok rétegeket a hordalékkúpok épülésének megfelelően a folyóvízi hordalék rétegei tagolják és a tektonikai mozgások során helyenként mélyre kerültek.

A holocénben a korábbinál enyhébb és csapadékosabb éghajlat lehetővé tette a felszínt jobban védő növényzet kialakulását. A felszín-közeli homokrétegek vizsgálatával, régészeti leletekkel, OSL mérésekkel és ¹⁴C adatokkal mégis sikerült a holocén különböző időszakaiból kimutatni – elsősorban antropogén hatásra végbement – homokmozgásokat.

A holocén klímaváltozásokat figyelembe véve már a korábbi kutatások (KÁDÁR 1956, MAROSI 1967, BORSY 1974, 1980) is feltételeztek homokmozgást a preboreális, boreális fázisokban és az atlantikus szárazabb időszakaiban.

A Nyírségben és a Duna-Tisza közén végzett kutatások arra utalnak, hogy a Duna-Tisza közén jóval többször mozgott a homok. Ez azzal magyarázható, hogy ez a terület az elmúlt évezredekben is a Kárpát-medence legszárazabb területei közé tartozott, ezért az ottani futóhomok felszíneken gyakrabban jelentkezhetett a szélerózió. Ezért nem alakulhatott ki fejlett talaj a hátság homokterületein.

Az utóbbi évek kutatásai (FÉLEGYHÁZI–LÓKI 2006, KISS et al. 2008) arra utalnak, hogy a Nyírségben az első holocén homokmozgás a preboreálisban fordult elő, ami megegyezik BORSY (1961) korábbi feltételezésével, aki a múlt század közepén boreális homokmozgásokat is feltételezett, de a buckákban található eltemetett talajok korának pontos meghatározása után ezeket elvetette. Az OSL méréseken alapuló kutatások (KISS–SIPOS 2006, KISS et al. 2008) koradatai ismét boreális, klímaváltozás hatására végbement homokmozgásra utalnak.

Atlantikus homokmozgásra először BORSY (1980) utalt. UJHÁZI (2002) a dunavarsányi feltárásban az idősebb dryas felett felsőatlanti homokmozgást mutatott ki. Kiss és munkatársai a bagaméri és az erdőspusztai mintaterületeken atlantikus és szubboreális széleróziót határoztak meg (KISS–SIPOS 2006, KISS et al. 2008). A régészeti és az OSL adatokra támaszkodó kutatások (GÁBRIS 2003, UJHÁZI et al. 2003, KISS et al. 2008, NYÁRI et. al 2007) azt igazolják, hogy a szubatlantikus fázis elején, a vaskorban és a népvándorlás idején is többször mozgásba lendült a homok a hazai homok területeken. A Nyírség déli peremének lepelhomokjában található bronz és szarmata korú leletek is az antropogén hatásra bekövetkezett szélerózióra utalnak (FÉLEGYHÁZI–LÓKI 2006).

A jelenlegi éghajlati körülmények között hazánkban a szélerózió veszélyével csak a növényzettel kellően nem védett száraz felszíneken kell számolni. Elsősorban a tavasszal, illetve az ősszel felszántott parcellákon várható, de a hótakaró nélküli felszínen, télen is megfigyelhető (LóKI 1985).

4. A szélerózió törvényszerűségeinek a kutatása

A múlt század közepének szárazabb időszakaiban, a nagyparcellás művelésnek és a helytelen agrotechnika alkalmazásának a hatására megnövekedtek a széleróziós károk. Ekkor indultak azok a kutatások, amelyek a törvényszerűségek megismerésével próbáltak védekezési eljárásokat kidolgozni.

Debrecenben BORSY – a szélerózió pontosabb megismerése érdekében – 1962-től különféle típusú vízszintes és függőleges helyzetű hordalékfogókkal kísérletezett. A Nyírségben és a Duna-Tisza közén, az év különböző időszakaiban nagyon sok terepi mérést végzett (BORSY 1972).

A szélerózió törvényszerűségeinek megismerése terén nagy előrelépést jelentett az 1970-ben épített szélcsatorna (*1. ábra*). A terepi mérésekkel párhuzamosan a szélcsatornában is méréseket végeztünk. A mérésekhez kezdetben a Nyírségből származó futóhomokot használtunk. Meghatároztuk a kritikus indító sebességet, a szélprofilt, a szállított anyag mennyiségét és szemcseösszetételét. A kapott eredményeket összehasonlítottuk egyrészt a terepi mérések értékeivel, másrészt a szakirodalomban közölt nemzetközi adatokkal. A nagyszámú szélcsatorna és terepi mérés lehetőséget nyújtott arra, hogy meghatározzuk a hazai futóhomokra vonatkozóan a szélerózió törvényszerűségeit (BORSY 1974).

A szél deflációs tevékenységét nemcsak a laza futóhomok területeinken, valamint a száraz lápos és kotus felszíneken figyelhetjük meg, hanem a kötöttebb talajokon is. A helytelen agrotechnika alkalmazásának köszönhető a kötött talajok elporosodása, ami a széleróziónak kedvez. Éppen ezért a 80-as évek közepétől elkezdtük a különböző fizikai talajtípusok erodálhatóságának vizsgálatát. A szélcsatornában a különböző talajokon végzett kísérletekkel (LóKI – SZABÓ 1997) a különböző fizikai talajokra vonatkozóan is sikerült kimutatni a szélerózió törvényszerűségeit és a széleróziós információs rendszert kidolgozni (LóKI 1994, 2003).

A széleróziós információs rendszer adatbankjának bővítése céljából a kutatások a szélcsatornában és a terepen tovább folytattuk. Az utóbbi években újabb eredmények születtek a különböző fizikai talajtípusok erodálhatóságáról (NÉGYESI 2009). Terepi mérésekkel (2. *ábra*) megállapítottuk, hogy a nyírségi mintaterületeinken milyen mértékű a szél- és a lepelerózió (TÓTH–LÓKI 2011).



1. ábra: A Debreceni Egyetem szélcsatornája



2. ábra: Erózió(a) és akkumuláció(b) a nyírségi futóhomokon (Fotó: Tóth Cs.)

5. Szélerózió elleni védekezési kísérletek

A geográfusok közül elsősorban Borsy munkásságát kell kiemelnünk, aki rámutatott arra, hogy a védekezéshez nélkülözhetetlen a szélerózió törvényszerűségeinek a megismerése (BORSY 1974). A Nyírségben végzett terepi és a szélcsatornában végzett mérések eredményeivel igazolta a rozs védősávok szélcsökkentő hatását.

A nyolcvanas évek elejétől a védekezési kísérleteket a futóhomok mellett az Alföld különböző talajaira is kiterjesztettük. Megállapítottuk a különböző fizikai talajokon a szélerózió törvényszerűségeit, a talajok erodálhatóságának mértékét (Lóki 2000, Lóki–Négyesi 2003, Lóki et al. 2005) és a védekezési kísérleteket ezek figyelembe vételével terveztük. A védekezési eljárásokra vonatkozó kísérletek (*3. ábra*) közül a különböző mértékű öntözést, a növényzet védőhatását, az agrotechnikai módszerek (gyűrűs és sima henger) alkalmazását és a kéregképző szerek szélerózió csökkentő hatását tanulmányoztuk (LóKI–SZABÓ 1997, LóKI 1994, 2003, LóKI– NÉGYESI 2003). Nagy hangsúlyt fektettünk a környezetkímélő, de megfelelő védelmet nyújtó védekező módszerek kidolgozására (LóKI 2004). E tekintetben a laboratóriumi és a terepi kísérletek egyaránt azt igazolták, hogy a megfelelő mennyiségű és hígítású melasz alkalmazásával a szélerózió elleni védekezésnél kedvező eredmények érhetők el (LóKI 1994).

Az utóbbi években nagy hangsúlyt fektetünk a mezővédő erdősávok (4. *ábra*) védő hatásának a tanulmányozására³. Alföldi mintaterületek légi- és űrfelvételeiről digitális erdősávtérképeket szerkesztettünk, amelyek föbb jellemzőit terepi kutatással egészítettük ki. Az erdősávok két oldalán elhelyezett műszerekkel mértük a növényzet sebességcsökkentő hatását. A főbb jellemzők és a mért adatok alapján az erdősávok tipizálása is elkészült (NÉGYESI 2009).



3. ábra: Környezetkímélő szélerózió elleni védekezési módok (a, növényzet, b, öntözés, c, agrotechnika, d, kéregképző szerek (melasz)



4. ábra: Erdősávok a Nyírségben **a**, többsoros zárt, és **b**, áttört szerkezetű (*Fotó: Négyesi G.*)

³ A kutatást az OTKA K 83560, és a TÁMOP-4.2.2/B-10/1-2010-0024 számú pályázat támogatja.

Irodalomjegyzék

- Cholnoky J. 1910. Az Alföld felszíne. Földrajzi Közlemények 38. pp. 413–436.
- Borsy Z. 1961. A Nyírség természeti földrajza. Akadémiai Kiadó. Budapest. p. 227.
- Borsy Z. 1965. Görgetettségi vizsgálatok a magyarországi futóhomokokon. Földrajzi Értesítő pp. 1-13.
- Borsy Z. 1972. A szélerózió vizsgálata a magyarországi futóhomok területeken. Földrajzi Közlemények pp. 156-160.
- Borsy Z. 1974. A futóhomok mozgásának törvényszerűségei és védekezés a szélerózió ellen. Akadémiai doktori értekezés. Kézirat. p. 322.
- Borsy Z. 1980. A Nyírség geomorfológiai kutatásának gyakorlati vonatkozású eredményei. Acta Academiae Nyíregyháziensis 8. pp.19-36.
- Borsy Z.–Csongor É.–Félegyházi E.–Lóki J.–Szabó I. 1981. A futóhomok mozgásának periódusai a radiocarbon– vizsgálatok tükrében Aranyosapáti határában. Szabolcs–Szatmári Szemle Nyíregyháza 1981 május XVI. évfolyam 2. szám pp. 45–50.
- Borsy Z. Félszerfalvi J. Lóki J. 1987. Electron Microscopic Investigations of Sand Material in the Core Drillings in the Great Hungarian Plain Geo Journal 1987. pp.185-195.
- Borsy Z.–Lóki J. 1994. Nowe dane dotyczace wieku piasków eolicznych w pólnocno-wschodniej czesci wielkiej niziny wegierskiej. Vistulansko-Holocenskie zjaviska I procesy eoliczne wybrane zagadnienia Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich pp.25-31.
- Félegyházy E.–Lóki J. 2006. A lepelhomok vizsgálata a nyírségperemi területeken Táj, környezet és társadalom. Landscape, Environment and Society. Szeged pp.191–203.
- Gábris Gy. 2003. A földtörténet utolsó 30 évének szakaszai és a futóhomok mozgásának főbb periódusai Magyarországon. Földrajzi Közlemények CXXVII.(LI). kötet 1-4. szám pp. 1-14.
- Kádár L. 1938. A széllyukakról. Földrajzi Közlemények pp. 117-121.
- Kádár L.1949. A Rétyi Nyír felszíne. Közl. A Debreceni Tud. Egy. Földr. Intézetéből. 16. sz. Debrecen
- Kádár L. 1956. A magyarországi futóhomok-kutatás eredményei és vitás kérdései. Földrajzi Közlemények pp. 143– 158.
- Kádár L. 1966. Az eolitikus felszíni formák természetes rendszere. Földrajzi Értesítő pp. 413–449.
- Kiss T. 1997. Eróziós mérések a parabolabuckák lejtőin a debreceni Erdőspuszta területén. Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica Debrecina Tomus XXIV. pp.151–165.
- Kiss T. 2000. Futóhomok területek felszíndinamikája természeti és társadalmi hatások tükrében dél-nyírségi vizsgálatok alapján. PhD értekezés DE TTK p. 128.
- KISS T.–SIPOS GY. 2006. Emberi tevékenység hatására meginduló homokmozgások a Dél-Nyírségben egy zárt buckaközi mélyedés szedimen-tológiai elemzése alapján. Földrajzi tanulmányok Dr. Lóki József tiszteletére pp.115–125.
- Kiss T.–Nyári D.–Sipos GY. 2008.Történelmi idők eolikus tevékenységének vizsgálata. a Nyírség és a Duna-Tisza köze összehasonlító elemzése. Geographia generalis et specialis. Debrecen. pp. 99-106.
- Lóki J. 1975. Belső-Somogy természeti földrajza Debrecen, Doktori értekezés p. 177.
- Lóki J. 1985. A téli nyírségi szélerózióról Acta Academiae Paedagogicae Nyiregyháziensis Tom 10/H Nyíregyháza pp. 35–41.
- Lóki J. 1994. Mezőgazdaság-központú természetföldrajzi vizsgálatok a Duna-Tisza köze É-i felének példáján. Kandidátusi értekezés Debrecen p. 199.
- Lóki J. 2000. The development of the Hungarian blown-sand areas and the main periods of the formation of blownsand (Rozwój piasków przewianych na Wegrzech oraz glówne etapy ich formowania Aeolian processes in different landscape zones University of Silesia Faculty of Earth Sciences) Sosnowietz pp.163-179.
- Lóki J. 2003. A szélerózió mechanizmusa és magyarországi hatásai. MTA doktori értekezés. Kézirat. p. 265
- Lóki J.-Hertelendi E. -Borsy Z. 1994. New dating of blown sand movement in the Nyírség.Közlemények a KLTE Földrajzi Intézetéből. pp. 67-76.
- Lóki J.–Négyesi G.2003. A talajfelszíni kéreg képződése és hatása a szélerőzióra ACTA GEOGRAPHICA AC GEOLOGICA ET METEOROLOGICA DEBRECINA XXXVI. pp. 55-64.
- Lóki J. Sümegi P. 1993. A Háy-tanya melletti feltárás rétegsorának szedimentológiai és sztratigráfiai elemzése. Acta Geographica Debrecina 1991/92 Debrecen pp.65-75.
- Lóki J.–Szabó J. 1997. Az alföldi talajok deflációérzékenységi vizsgálata szélcsatornában. Kompolt. Regionális Agrárkutatási és vidékfejlesztési workshop. pp.73–83.
- Lóki J.– Rajkai K.–Czyz EA.–Dexter AR.–Diaz-Pereira E.–Dumitriu E, Enache R.–Fleige H.–Horn R.–de la Rosa D.– Simota C. 2005. Wind erodibility of cultivated soils in north-east Hungary SOIL & TILLAGE RESEARCH 82. pp. 39-46.
- Marosi S. 1967. Megjegyzések a magyarországi futóhomokterületek genetikájához és morfológiájához Földrajzi Közlemények pp. 231-252.
- Négyesi G. 2007. Formation of soil crusts and measuring crust resistance by penetrometer. Acta Geographica Silesiana 1. pp. 35–39.
- Négyesi G. 2009. Typifying shelterbelts in Hungary. Acta Geographica Silesiana 5. pp.43-52.

Négyesi G. 2009. Szélerózió-veszélyeztetettséget befolyásoló tényezők vizsgálata alföldi mintaterületeken. PhD értekezés. Debrecen p. 159.

Nyári D.-Kiss T.-Sipos GY. 2007. Investigation of Holocene blown-sand movement based on archaeological findings and OSL dating, Danube-Tisza Interfluve, Hungary www.journalofmaps.com

SümeghyJ. 1944. A Tiszántúl. Magyar tájak földt. leírása. 6. p. 208.

Sümegi P. – Lóki J.1990. A lakiteleki téglagyári feltárás finomrétegtani elemzése. Acta Geographica Debrecina 1987/88 Debrecen 1990 pp. 157-167.,

Sümegi P. – Lóki J. – Hertelendi E. – Szöör Gy. 1992. A tiszaalpári magaspart rétegsorának szedimentológiai és sztratigráfiai elemzése. Alföldi Tanulmányok XIV.kötet Békéscsaba pp. 75-89.

- Tóth Cs.–Lóki J. 2011. Terepi szél- és lepeleróziós vizsgálatok a Nyírség területén. Debrecen Magyar Agrárinformatikai Szövetség, pp. 150-159.
- Ujházy K. 2002. A dunavarsányi bucka fejlődéstörténete radiometrikus kormeghatározások alapján. Földtani Közlöny 132. pp. 175–183.
- Ujházy K.–Gábris GY.–Frechen, M. 2003. Ages of periods of sand movement in Hungary determined through luminescence measurements Pergamon INQUA Quaternary International 111. pp. 91–100.

Magyarországi eolikus üledékek IRSL és radiofluoreszcens kormeghatározása

Novothny Ágnes
1.2 * – Frechen, Manfred 1 – Horváth ${\rm Erzsébet}^2$ – Kr
betschek, Matthias 3 – Tsukamoto Sumiko 1

¹Leibniz Institute for Applied Geophysics (LIAG), Geochronology and Isotope Hydrology, Stilleweg 2, 30655 Hannover, Germany

² Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földrajz és Földtudományi Intézet, Természetföldrajzi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C.

³ Saxon Academy of Sciences, Leipzig, Quaternary Geochronology Section at Institute of Applied Physics, TU Bergakademie Freiberg, Leipziger Str. 23, 09596 Freiberg, Germany * agnes.novothny@gmail.com

Absztrakt

A tanulmány célja a földpát-tartalmú finomszemcsés és a durvaszemcsés K-földpát minták IRSL (infrared stimulated luminescence) jelénél tapasztalható rendhagyó kifakulás tanulmányozása magyarországi eolikus mintákon. A tanulmányhoz felhasznált minták előzőleg datálásra kerültek – a lumineszcens vizsgálatoknál régebben nagyon elterjedt – MAAD (multiple aliquot additive dose) módszerrel. Az IRSL jel MAAD módszerrel történő mérésére mindig ~4 héttel a minták besugárzása után került sor, így nehéz volt megítélni, hogy az eredményeket mennyiben befolyásolta a rendhagyó kifakulás jelensége. A mostani méréseknél a SAR (single aliquot regenerative dose) módszert alkalmaztuk, mely lehetővé tette a rendhagyó kifakulás közvetlen tanulmányozását, mérését. Minden minta kifakulási rátáját kiszámítottuk, különböző IRSL komponenseket és az IRSL görbék (decay curve) különböző részeit figyelembe véve. Figyelemre méltó, hogy minden minta esetén az IRSL görbe középső szakaszát alapul véve alacsonyabb kifakulási rátákat tapasztaltunk, mint a görbe kezdeti szakaszából számítva. Ezek a különbségek számottevőbbek voltak a durva szemcsés K-földpát mintáknál, mint a sokásványos finomszemcsés mintáknál. A kifakulás mértékével korrigált lumineszcens korokat mind az IRSL görbe kezdeti, mind a középső szakaszából kiszámítottunk. Ezeket a korokat összehasonlítottuk kvarcból mért OSL (optically stimulated luminescence), K-földpátból mért infravörös radiofluoreszcens (IR-RF), valamint radiokarbon korokkal, illetve a lösz alatt fekvő travertínóból meghatározott urántóriumos korokkal.

1. Bevezetés

A negyedidőszaki őskörnyezeti változások hatásai számos szárazföldi üledékrétegsorban tanulmányozhatók. Ezek közül az egyik legelterjedtebb és legszéleskörűbben vizsgált üledéktípus a lösz-paleotalaj rétegsor, mely a Kárpát-medencében jelentős területet borít. Az itt kialakult löszök hideg sztyepp környezetben fejlődtek ki, míg az eltemetett talajszintek a melegebb, csapadékosabb időszakok tanúi. Hasonló folyamatok befolyásolták a homokrétegsorok kialakulását is a Kárpát-medencében: a hidegebb, szárazabb időszakok erősebb szelei képesek voltak mozgásba hozni a gyérebb növényzetű felszín homokanyagát, míg a melegebb időszakok a növényborítottság kiterjedésével a talajok kialakulásának kedveztek.

A magyarországi lösz-paleotalaj sorozatok lumineszcens kormeghatározása már a múlt század hetvenes – nyolcvanas éveiben elkezdődött a termolumineszcens (TL) módszer alkalmazásával (BORSY et al., 1979; BUTRYM AND MARUSZCZAK, 1984; WINTLE AND PACKMANN, 1988; SINGHVI et al., 1989; ZÖLLER AND WAGNER, 1990, ZÖLLER et al., 1994), majd újabban az IRSL módszerrel (FRECHEN et al., 1997; NOVOTHNY et al., 2002; 2009). A legújabb mérések nem tudták igazolni az utolsó interglaciális régebben feltételezett helyzetét a löszrétegsorban, mert az utolsó interglaciális során kifejlődött talaj a jóval feljebb található meg, mint azt addig gondolták. Ez viszont azt vonja maga után, hogy az utolsó glaciális folyamán lerakódott rétegsor jóval kevésbé teljes, mint azt eddig feltételezték (WINTLE AND PACKMANN, 1988; FRECHEN et al., 1997; NOVOTHNY et al., 2002; 2009).

A szélfútta homokfelszínek kormeghatározása IRSL MAAD módszer alkalmazásával UJHÁZY et al. nevéhez fűződik (UJHÁZY et al., 2003), akik a Duna mellett két homokfeltárást vizsgáltak. Újabban NYÁRI et al. (2007) végzett vizsgálatokat a Duna-Tisza közén, ők már az OSL SAR módszert alkalmazták kvarc mintákon. A régebbi méréseknél mindenképpen figyelembe kell vennünk, hogy az eddig földpátokon történt lumineszcens (IRSL) kormeghatározások eredményeit nem korrigálták a kifakulási ráta figyelembe vételével, így lehetséges, hogy kissé alulbecsült értékeket szolgáltatnak.

Ebben a tanulmányban két feltárás vizsgálati eredményeit közöljük – az egyik a süttői löszfeltárás, a másik a turai homokbánya feltárása – melyeket előzőleg IRSL MAAD módszerrel is mértünk (NOVOTHNY et al., 2009; NOVOTHNY, 2010), melynek során jelentős koralulbecslés lehetősége is felmerült. A vizsgálatok célja, hogy kvarc, illetve földpát ásványokon a korszerűbb SAR módszer (MURRAY AND WINTLE, 2000; WINTLE AND MURRAY, 2006), illetve szükség esetén a kifakulásból adódó korrekció alkalmazásával reálisabb korokat határozhassunk meg. A süttői löszfeltárás alsó részéből infravörös radiofluoreszcens (IR-RF) kormeghatározást is végeztünk K-földpát mintákon (TRAUTMANN et al., 1999, 2000).

2. Helyszínek

A süttői lösz-paleotalaj feltárás Magyarország északi részén, a Duna jobb partján található, nem messze Süttő községétől (47°44,26' N, 18°26,87' E) (*1. ábra*). A 20 méter vastag löszfeltárás kiváló lehetőséget kínál a késő-pleisztocén klíma és őskörnyezet rekonstruálására. A löszrétegsor két humuszos szintet, két vékonyabb barnás sztyeppszerű talajt valamint egy sötétbarna csernozjomszerű és egy vöröses-barna talajból álló talajkomplexet tartalmaz. Ez a 20 m vastag lösztakaró a süttői travertino komplexet fedi (*2. ábra*), mely az uránium-tórium soros (²³⁰Th/²³⁴U) kormeghatározás eredményei alapján a középső-pleisztocénben keletkezett 235±21 ka és 314±45 ka között (SIERRALTA et al., 2009). Faszén és mészvázú puhatestű minták felhasználásával öt radiokarbon kort sikerült meghatároznunk a feltárás felső részéből (NOVOTHNY et al., 2009). Emellett tíz mintát gyűjtöttünk lumineszcens kormeghatározásra is (HST 1, HST 2, HST 3, HST 4, HST 8, HST 12, HST 13, HST 14, HST 15, HST 17).



1. ábra: A tanulmányban bemutatott feltárások elhelyezkedése.

Turán (47°36' N, 19°36' E) (*1-2. ábra*) egy 3 m magas késő-pleisztocén – holocén homokdűnét vizsgáltunk, mely három humuszos szintet és egy szürkés karbonátos szintet tartalmazott. Hét lumineszcens mintán (HTU 1, HTU 2, HTU 3, HTU 4, HTU 5, HTU 6, HTU 7) és két (TURA 1, TURA 2) radiokarbon mintán végeztünk kormeghatározásokat (*2. ábra*). A két feltárás részletes szedimentológiai leírása megtalálható a NOVOTHNY et al. (2009) és a NOVOTHNY et al. (2010) cikkekben.



2. *ábra:* A süttői löszfeltárás és a turai homokfeltárás szelvénye, a mintavételi helyek feltüntetésével. Az ábrán a szelvényekből meghatározott korrigált IRSL, az IR-RF, a radiokarbon és az urán-tórium korok is szerepelnek.

3. Lumineszcens mérések

A löszmintákból sokásványos finomszemcsés frakciót (4-11 µm) tartalmazó mintákat készítettünk elő, míg homokminták esetén a durva szemcsés (100-150 µm vagy 150-200 µm) K-földpát és kvarc frakció került leválasztásra. A mintákat először 0,1 N sósavval (HCl), majd 0,01 N nátrium-oxaláttal, végül 30 % hidrogén-peroxiddal kezeltük, hogy eltávolítsuk belőlük a karbonátokat, a szerves anyagokat és megelőzzük a szemcsék összetapadását. A durvaszemcsés mintákból a K-földpát és a kvarc ásványokat nátrium-wolframátos nehézfolyadék segítségével szeparáltuk. Hidrogén-fluoridos (HF) maratást csak kvarc mintáknál alkalmaztunk, annak érdekében, hogy eltávolítsuk a szemcsék külső rétegét és a maradék földpát ásványokat a mintákból.

A lumineszcens méréseket (IRSL és OSL is) két automatikus Risø TL/OSL-DA-15 műszerrel végeztük a hannoveri Leibniz Institute for Applied Geophysics-ben (LIAG). A műszerek tartalmaznak bialkáli EMI 9235QA fotoelektron-sokszorozót (PMT), infravörös diódákat (λ =875 nm), kék LED-eket

(λ =470 nm) és ⁹⁰Sr /⁹⁰Y β-sugárforrást, melyek a dózisrátái 0,125 Gy/s és 0,162 Gy/s, acéllemezkékre ülepített durvaszemcsés mintákra számolva. Ezek a dózisráta értékek 16%-kal alacsonyabbak finomszemcsés minták esetén, melyek alumínium lemezkékre lettek ülepítve. Az IRSL jelek detektálásánál fontos a kék fény tartományának elkülönítése, mely cél elérése érdekében Schott BG-39 és Corning 7-59 filtereket helyeztünk a PMT elé, melyek a 320 és 460 nm közötti hullámhossztartományt engedik át. A kvarcból érkező OSL jelek detektálásánál az UV tartomány fontos számunkra, ezért az ilyen típusú méréseknél 7,5 mm-es Hoya U-340 filtert helyeztünk a PMT elé, mely a 260 és 390 nm közötti hullámhossz-tartományt engedi át.

Az infravörös radiofluoreszcens mérésekhez a HST 17 és a HST 13 mintákból a 100-200 μm Kföldpát tartományt választottuk le a flotációs technika (MIALLIER et al., 1983) és nehézfolyadék segítségével. Hidrogén-fluoridos és sósavas maratást végeztünk a szemcsék – alfa-sugárzás által érintett – külső rétegének eltávolítása érdekében. Az IR-RF méréseket egy automata multi-spektrális radiolumineszcens (RL) műszerrel végeztük (ERFURT et al., 2003).

A dózisrátákat, a korokat és a hozzájuk tartozó hibákat az ADELE (Age *DE*termination for Luminescence and *ESR*; KULIG, 2005) szoftver segítségével számítottuk ki. A dózisráta kiszámításához a HPGe-vel (High-Purity Germanium) felszerelt gamma-spektrométer által mért K, U és Th koncentrációkat vettük alapul (*1. táblázat*), melyeket az ADAMIEC és AITKEN (1998) által meghatározott konverziós faktorokkal számoltunk ki. 12,5±1%-os K tartalommal (HUNTLEY és BARIL, 1997) számoltunk a K-földpát minták belső dózisának kiszámításakor és a 0,08±0,02-es átlagos a-értéket (WALLINGA et al., 2001) vettük figyelembe a földpát minták korának kiszámításánál. A kozmikus sugárzás értéke a tengerszint feletti magasság és az üledékréteg vastagságának értékével korrigáltuk (PRESCOTT és HUTTON, 1994). A minták víztartalmát 15±5%-ra becsültünk a felszín alatt 12 m-nél nem mélyebben fekvő mintáknál, míg ez alatt 20±5%-os víztartalom értékeket vettünk figyelembe (PÉCSI, 1990; UJHÁZY et al., 2003).

3.1 Ekvivalens dózis (De) meghatározása

Az ekvivalens dózis meghatározása a sokásványos finomszemcsés, a durvaszemcsés K-földpát és a durvaszemcsés kvarc minták esetében a SAR protokoll kissé módosított verzióival történt. Az infravörös stimulációt 50°C-on 300 s-on keresztül végeztük mind a sokásványos finomszemcsés, mind a durvaszemcsés K-földpát minták esetén. A kvarc minták kék fénnyel történő stimulációját 125°C-on 40 s-on keresztül végeztük.

3.1.1 A sokásványos finomszemcsés minták IRSL SAR protokollja

A legmegfelelőbb előfütési (preheat) hőmérséklet meghatározása érdekében különböző teszteket végeztünk. A különböző D_e értékeket, a "recycling ratio" és a "recuperation" értékeket a különböző előfűtési hőmérsékletek függvényében ábrázoltuk 170°C és 300°C között és az ábra plató régiójában található hőmérsékletek közül választottuk ki a legmegfelelőbbet (*3. ábra*). A fiatalabb, mint ~60 ka minták esetében a 220°C-os 10 s-ig tartó előfűtési választottuk, míg a ~60 ka-nál idősebb minták esetén 240°C-os 10 s-ig tartó előfűtés mutatkozott a legmegfelelőbbnek. A kiválasztott előfűtési hőmérsékleten végeztük el a "dose recovery" tesztet, ami arra szolgál, hogy megállapítsuk, hogy az általunk meghatározott mérési protokoll képes-e pontosan lemérni egy általunk ismert dózist. Ennek eredménye 0,93 és 1,02 között változott, ami azt mutatta, hogy a mérési protokoll megfelelő a mérések elvégzéséhez. A D_e értékeket az IRSL görbe 0-1 s vagy 2,5-10 s tartományának integrálásával képeztük és a görbe utolsó 10 s-át vontuk le, mint háttérzajt.

3.1.2 A durva szemcsés K-földpát minták IRSL SAR protokollja

A D_e értékek lemérése előtt szintén elvégeztük az előfűtési és a "dose-recovery" teszteket. Az előfűtési tesztek eredményeit figyelembe véve a 230°C-os illetve a 190°C-os 10 s-ig tartó előfűtést tartottuk a legmegfelelőbbnek a regenerációs dózist, illetve a teszt dózist követő IRSL jel leméréséhez. Egy extra, 290°C-on 100 s-ig történő IRSL stimulációt is használtunk a protokoll végén, hogy csökkentsük a "recuperation" értékét (MURRAY és WINTLE 2003). A "dose recovery" tesztek eredményei 0,99 és 1,05 között változtak. A D_e értékeket az IRSL görbe 0-1 s, 2,5-10 s vagy 5-30 s-os tartományának integrálásával képeztük és a görbe utolsó 10 s-át vontuk le, hogy eltávolítsuk háttérzajt. 3.1.3 Durva szemcsés kvarc minták OSL SAR protokollja

A kvarc OSL jele a legtöbb esetben sajnos nagyon gyenge volt, annak ellenére, hogy nagyméretű mintákat (9 mm-es átmérő) használtunk a mérésekhez. Csak néhány minta (HTU 1, 2, 5, 6) rendelkezett elegendő OSL jellel ahhoz, hogy a minta D_e értékeit meghatározhassuk. Az előfűtés 260°C-on 10 s-ig történt, míg a teszt dózis után 220°C-ra fűtöttük fel a mintát az OSL jel kiolvasása előtt. Az alkalmazott protokoll megbízhatóságát "dose recovery" tesztekkel ellenőriztük, melyek 0,93

és 1.1 közötti értékeket eredményeztek. A D_e értékeket az OSL görbe 0-1 s-os tartományának integrálásával képeztük és a görbe utolsó 5 s-át vontuk le, hogy eltávolítsuk háttérzajt.

3.1.4 A durvaszemcsés K-földpát minták IRSAR (IR-RF) mérése

Az IR-RF mérésekre szánt minták (HST 13 és HST 17) D_e értékeit 10-10 alminta mérésével határoztuk meg az IRSAR (single aliquot regeneration) protokoll alkalmazásával (ERFURT és KRBETSCHEK, 2003). Az első lépésben a minta természetes IR-RF jelét mértük meg, majd mesterséges kifakítás után megmértük a minta különböző regenerációs IR-RF jeleit. "Stretched single exponential" függvényt (ERFURT és KRBETSCHEK, 2003) használtunk a minták D_e értékének kiszámításához (4. *ábra*).

3.2 Kifakulási tesztek az IRSL mérésekhez

A földpátok IRSL jelét befolyásolja a rendhagyó kifakulás jelensége, mely váratlan, hőmérséklettől független jelveszteség, s amely koralulbecslést eredményez a mintáknál (WINTLE, 1973). E jelenség mértékének megfigyelésére minden minta 6-6 almintáján kifakulási tesztet végeztünk AUCLAIR et al. (2003) instrukciói alapján. A mérések eredményei alapján a korokat HUNTLEY és LAMOTHE (2001) módszerének segítségével korrigáltuk. A kifakulási teszteknél alkalmazott dózis közel volt a természetes dózishoz, az alkalmazott protokoll pedig ugyanaz volt, mint a méréseknél. Minden almintát többször kifakútottunk, besugároztunk és eltérő késleltetési időket (0,03 - 32 óra) követően megmértünk. A 2 napos kifakulási rátát (g_{2days}-value) hat alminta átlagaként számítottuk ki és a hat alminta standard hibáját vettük figyelembe a későbbi számításoknál.



3. ábra: A HST 4 minta előfűtési tesztjének eredménye, ahol a De értékek (és a hozzájuk tartozó standard hibák) a különböző előfűtési hőmérsékletek függvényében vannak ábrázolva 170°C és 300°C között. A "recuperation" és a "recycling ratio" értékei szintén láthatók a hozzájuk tartozó standard hibákkal.



4. ábra: A HST 17 minta IR-RF regenerációs dózis - válasz görbéje.

TSUKAMOTO et al. (2006) összehasonlította a K- és Na-földpátok D_e étékeit, mind szakaszos (pulsed), mind folytonos (continuous wave - CW) IR stimuláció esetén. Azt tapasztalták, hogy a szakaszos stimulációval kapott IRSL jelet kevésbé befolyásolja a rendhagyó kifakulás jelensége és a CW görbe gyorsan csökkenő kezdeti szakasza hiányzik a szakaszos stimuláció esetén. Emiatt az IRSL görbéket 4 komponenssel közelítettük, amik közül az egyik konstans volt (TSUKAMOTO et al., 2006). A kifakulási rátákat három minta (HST 4, HTU 1, HTU 7) esetében minden komponensre kiszámítottuk (5. ábra, 2. táblázat). Emellett a kifakulási rátákat az IRSL görbék különböző részeit (0-1 s, 2,5-10 s és 5-30 s) alapul véve is kiszámítottuk minden egyes, földpátot tartalmazó mintára.



5. ábra: Az IRSL görbe komponensekre bontása a HTU 7 minta esetén. A görbét 4 komponensre bontottuk, amik közül az egyik konsans (TSUKAMOTO et al., 2006). A De számítások alapjául szolgáló integrálási határokat szintén feltüntettük az ábrán.

Sample	Dose rate	IRSL De	IRSL De	Uncorrected	Uncorrected	g 2 days-value	g 2 days-value	Corrected	Corrected	Quartz	Radiocarbon
number	[Gy/ka]	[Gy]	[Gy]	IRSL age [ka]	IRSL age [ka]	[%/decade]	[%/decade]	IRSL age [ka]	IRSL age [ka]	OSL age [ka]	age
		0-1 s	5-30 s	0-1 s	5-30 s	1-10 s	5-30 s	0-1 s	5-30 s		[cal. a BP]
HTU 7	2,03 ± 0,20	0,56 ± 0,03	0,59 ± 0,03	0,28 ± 0,02	0,29 ± 0,03	11,0 ± 0,7	4,8 ± 0,1	0,7 ± 0,1	0,4 ± 0,04		
											838 - 1118
HTU 6	2,08 ± 0,15	2,56 ± 0,03	2,63 ± 0,03	1,24 ± 0,09	1,27 ± 0,09	8,5 ± 1,0	3,1 ± 0,2	2,8 ± 0,2	1,6 ± 0,1	1,5 ± 0,1	
HTU 4	1,99 ± 0,20	2,44 ± 0,02	2,49 ± 0,13	1,23 ± 0,09	1,25 ± 0,11	7,1 ± 0,7	2,6 ± 0,1	2,1 ± 0,2	1,5 ± 0,2		
											2 598 - 3018
HTU 3	2,08 ± 0,27	3,41 ± 0,04	3,55 ± 0,28	1,65 ± 0,12	1,71 ± 0,18	8,2 ± 0,4	2,8 ± 0,2	3,3 ± 0,2	2,1 ± 0,3		
HTU 5	1,92 ± 0,16	3,15 ± 0,01	3,22 ± 0,10	1,65 ± 0,11	1,68 ± 0,13	11,0 ± 0,6	3,4 ± 0,1	5,5 ± 1,0	2,2 ± 0,2	2,3 ± 0,2	
HTU 2	2,14 ± 0,15	27,24 ± 0,16	28,53 ± 0,22	12,82 ± 0,88	13,36 ± 0,92	5,8 ± 0,3	0,8 ± 0,1	29,2 ± 1,0	14,3 ± 1,0	13,3 ± 0,9	
HTU 1	1,62 ± 0,11	22,55 ± 0,09	23,52 ± 0,10	14,03 ± 0,97	14,52 ± 1,01	6,2 ± 0,5	0,7 ± 0,2	25,1 ± 1,7	15,5 ± 1,0	15,6 ± 1,0	
Sample	Dose rate	IRSL D _e	IRSL D _e	Uncorrected	Uncorrected	g 2 days-value	g 2 days-value	Corrected	Corrected	K-Feldspar	Radiocarbon
number	[Gy/ka]	[Gy]	[Gy]	IRSL age [ka]	IRSL age [ka]	[%/decade]	[%/decade]	IRSL age [ka]	IRSL age [ka]	IR-RF age [ka]	age
		0-1 s	2.5-10 s	0-1 s	2.5-10 s	1-10 s	2.5-10 s	0-1 s	2.5-10 s		[cal. a BP]
HST 1	3,32 ± 0,39	44,23 ± 1,82	48,08 ± 1,48	13,3 ± 1,5	14,5 ± 1,5	3,9 ± 0,3	2,4 ± 0,1	19,2 ± 2,8	18,0 ± 2,2		
											21 638 ± 391
HST 2	3,76 ± 0,38	78,09 ± 1,10	80,40 ± 0,62	20,8 ± 2,1	21,4 ± 2,1	3,2 ± 0,2	2,1 ± 0,2	28,0 ± 3,3	25,9 ± 3,2		24 738 ± 356
HST 3	4,50 ± 0,45	122,83 ± 1,54	131,64 ± 2,43	27,3 ± 2,7	29,2 ± 2,9	3,3 ± 0,3	1,9 ± 0,2	37,3 ± 5,3	34,7 ± 4,7		27 881 ± 309
											40 835 ± 803
HST 4	3,32 ± 0,33	143,94 ± 1,03	153,58 ± 2,88	43,4 ± 4,3	46,3 ± 4,7	2,9 ± 0,2	1,9 ± 0,1	57,2 ± 6,5	55,2 ± 5,9		
											36 185 ± 389
HST 8	3,63 ± 0,40	230,77 ± 7,70	298,98 ± 12,09	63,5 ± 6,6	82,3 ± 8,8	2,1 ± 0,3	1,4 ± 0,3	77,4 ± 14,7	93,7 ± 21,1		
HST 12	2,31 ± 0,28	218,39 ± 6,64	256,54 ± 11,61	94,4 ± 10,2	111 ± 13	3,6 ± 0,2	2,2 ± 0,2	136 ± 19	137 ± 23		
HST 13	2,72 ± 0,29	235,32 ± 4,64	297,43 ± 11,71	86,4 ± 9,0	109 ± 12	2,6 ± 0,2	1,4 ± 0,2	111 ± 16	125 ± 20	197 ± 49	
HST 14	2,47 ± 0,26	224,00 ± 4,95	239,92 ± 5,89	90,8 ± 9,5	97,2 ± 10,2	2,7 ± 0,1	1,9 ± 0,1	118 ± 13	116 ± 15		
HST 15	2,78 ± 0,34	251,50 ± 6,54	321,10 ± 15,32	90,6 ± 9,4	116 ± 13	3,0 ± 0,3	1,8 ± 0,2	122 ± 20	137 ± 25		
HST 17	1,73 ± 0,09	174,48 ± 2,89	178,86 ± 4,62	101 ± 5	103 ± 6	5,3 ± 0,1	3,1 ± 0,0	174 ± 10	138 ± 8	225 ± 25	

 táblázat: A földpát tartalmú minták dózisrátáinak, D_e értékeinek, az IRSL görbe kezdeti (0-1 s), illetve középső (2,5-10 s or 5-30 s) szakaszaiból számított korrigálatlan és korrigált IRSL korainak összegzése. Összehasonlításként a táblázatban feltüntettük a kvarcból mért OSL, az IR-RF, illetve a radiokarbon korokat.

4. Eredmények

A komponensekre bontás során nyilvánvalóvá vált, hogy a minták különböző komponensei különböző mértékű kifakulási rátával rendelkeznek. Az első komponensek mutatták a legmagasabb kifakulási rátát (g ~12,3 és 13,8 %/dekád a durva szemcsés K-földpát és 4,6 %/dekád a sokásványos finomszemcsés mintánál), a második komponensek a közepes kifakulási rátát (g ~4,1 és 1,2 %/dekád a durva szemcsés K-földpát és 1,8 %/dekád a sokásványos finomszemcsés mintánál). A harmadik komponensek esetében volt a legalacsonyabb a kifakulási ráta (g ~ -1,1 és 1,8 %/dekád a durva szemcsés Kföldpát és 0,6 %/dekád a sokásványos finomszemcsés mintánál) (*5. ábra, 2. táblázat*). Emiatt a D_e értékek kiszámítását elvégeztük mind az IRSL görbék kezdeti szakaszainak (0-1 s) integrálásával – amelyeknél az első komponens dominál –, mind a görbék középső szakaszainak (2,5-10 s vagy 5-30 s) integrálásával – amelyek kisebb kifakulást mutattak, mivel bennük a második, illetve harmadik komponensek dominálnak – (*1. és 2. táblázat*).

	g _{2 days} -values [%/decade]							
				Integrat	on limits			
HST 4				0-1 s	2.5-10 s			
comp. 1	4,6	±	0,4					
comp. 2	1,8	±	0,2	2,9 ± 0,2	1,4 ± 0,1			
comp. 3	0,6	±	0,2					
HTU 1				0-1 s	5-30 s			
comp. 1	12,3	±	1,1					
comp. 2	1,2	±	0,3	6,2 ± 0,5	0,7 ± 0,2			
comp. 3	-1,1	±	0,3					
HTU 7				0-1 s	5-30 s			
comp. 1	13,8	±	2,0					
comp. 2	4,1	±	1,4	11,0 ± 0,7	4,8 ± 0,1			
comp. 3	1,8	±	0,2					

2. táblázat: A HST 4, HTU 1 és HTU 7 minták kifakulási rátájának értékei az IRSL görbe különböző komponenseiből, illetve szakaszaiból számítva a standard hibákkal együtt.

A kifakulási tesztek magas kifakulási rátát mutattak ki az IRSL görbék kezdeti (0-1 s) szakaszai alapján minden durva szemcsés K-földpát minta esetén (5,8-11 %/dekád), összehasonlítva a görbék középső szakaszain alapuló kifakulási rátákkal (2,5-10 s, vagy 5-30 s; 0,7 %/dekád to 4,8 %/dekád) (2. *táblázat).* A sokásványos finomszemcsés mintáknál az IRSL görbék kezdeti szakaszából számított kifakulási ráták 2,1 és 3,9 %/dekád között ingadoztak, amik nagyon hasonlítanak a mások által általánosan tapasztalt kifakulási ráta értékekhez (BUYLAERT et al., 2007, BUYLAERT et al., 2008, THOMSEN et al., 2008), ugyanakkor a görbék középső szakaszain alapuló kifakulási ráták értékei csak 1.4% és 2.4%/dekád között ingadoztak.

A D_e értékeket és a még nem korrigált korokat is kiszámítottuk mind a görbék kezdeti, mind a középső szakaszait integrálva (*1. táblázat*). A durva szemcsés K-földpát minták D_e értékeit az IRSL görbe bármely szakaszát alapul véve ki lehetne számítani, ezek minden esetben teljesítik a SAR mérésekkel szemben támasztott alapvető követelményeket ("recycling ratio", "recuperation" és "dose recovery" ráta). Az idősebb, sokásványos finomszemcsés mintáknál (HST 8 – HST 15) azonban az IRSL görbe középső (5-30 s) szakaszán alapuló integrálás esetében a dózis-válasz görbe (dose response curve) eléri a telítettség állapotát, így a D_e értékek kiszámítása lehetetlen. Emiatt minden sokásványos finomszemcsés mintánál az 5-30 s-os középső szakasz helyett a 2,5-10 s közötti szakaszt vettük alapul az integrálásnál.

Mivel a durva szemcsés K-földpát minták elég fiatalok voltak – dózis-válasz görbéik lineárisak –, ezért a HUNTLEY és LAMOTHE (2001) féle kifakulási korrekciót alkalmaztuk a korok korrekciójához. Ezen minták korrigált korai nagyon nagy eltérést mutattak attól függően, hogy a számításokat az IRSL görbe kezdeti (0-1 s) vagy középső (5-30 s) szakasza alapján végeztük el. A görbék kezdeti (0-1 s) szakaszai alapján becsült korok kb. 1,5-2,5-szer akkorák voltak, mint amiket a görbék középső (5-30 s)

szakaszai alapján becsültünk. A kvarcból meghatározott OSL korok az IRSL görbék középső (5-30 s) szakaszai alapján becsült korokkal egyeztek meg (*1. táblázat*). HUNTLEY és LAMOTHE módszerét (2001) alkalmaztuk a sokásványos finomszemcsés mintáknál is, ahol jó egyezést találtunk az IRSL görbe kezdeti (0-1 s) és középső (2,5-10 s) szakasza alapján kiszámított korrigált korokkal is.

A durva szemcsés K-földpát minták 865 nm-en mért IR-RF jelét nem érinti a rendhagyó kifakulás jelensége (DEGERING és KRBETSCHEK, 2007), ezért kellően lenullázódott, eolikus minták esetén ez egy nagyon kedvező módszer, amivel kb. 20 ka és néhány 100 ka közötti korú üledékeket mérhetünk. Az ebben a tanulmányban IR-RF kormeghatározásra felhasznált mindkét mintánál nagyon alacsony IR-RF intenzitás értékeket tapasztaltunk, ami valószínűleg abból adódik, hogy a mintákon belül nagyon alacsony az IR-RF jelet produkáló rácshibák száma. Az IR-RF jel alacsony volta a korszámítások során magasabb hibákhoz vezetett. A HST 17 mintában tapasztalt SA dóziseloszlás (*6. ábra*) azt sugallja, hogy a minták IR-RF jele a minták betemetődésekor valószínűleg nem volt teljesen lenullázódva. Azonban még így is a 9 almintából ötnél hibahatárokon belül hasonló dózisokat mértünk. A HST 13 és a HST 17 minták IR-RF D_e értékeit a három-három legfiatalabb alminta súlyozott átlagaként számítottuk ki, mert valószínűleg ezek IR-RF jelei lehettek a leginkább lenullázódva a betemetődéskor. Így a HST 13 minta D_e értéke 491±118 Gy-nek, a HST 17 minta D_e értéke pedig 396±38,1 Gy-nek adódott.



6. ábra: A HST 17 minta IR-RF méréseinek De értékei a 9 almintában.

A turai homokfeltárás esetében a földpátokon mért korrigált IRSL – az IRSL görbe középső szakasza alapján, mivel ez kevésbé befolyásolt a rendhagyó kifakulás által – és a kvarcon mért OSL korok figyelembevételével két fő homokmozmozgási periódus különíthető el. A feltárásban észlelt eróziós felszínek is arra utaltak, hogy a rétegsor nem lehet teljes. A legalsó két rétegből vett minták (HTU 1 és HTU 2) korrigált IRSL kora $15,5\pm1,0$ ka, illetve $14,0\pm1,0$ ka, melyekhez nagyon hasonló kvarc OSL korok társulnak: $15,6\pm1,0$ ka és $13,3\pm0,9$ ka (2. *ábra*). Ezek alapján az ezeket a rétegeket felépítő homok a késő-pleniglaciálisban, illetve a legidősebb Dryas fázisban halmozódott fel. Ezt a két legalsó réteget egy vöröses-barna talaj fedi, ami fejlettsége alapján valószínűleg a Bølling és/vagy az Allerød melegebb időszakban fejlődhetett ki. A feltárás felső részének rétegei a holocén szubatlanti fázisában keletkezhettek, amely feltételezést a mért IRSL és OSL korok támasztják alá. A HTU 3 – HTU 6 minták korrigált IRSL korai $2,1\pm0,3$ ka, $1,5\pm0,2$ ka, $2,2\pm0,2$ ka és $1,6\pm0,1$ ka, míg a HTU 5 és HTU 6-os minták OSL korai $2,3\pm0,2$ ka és $1,5\pm0,1$ ka. Feltételezhető, hogy ezeknek az igazán fiatal homokmozgási periódusoknak a kiváltó tényezője már nem az éghajlatváltozás, hanem az emberi tevékenység hatásai voltak. A legfelső réteg mintájából (HTU 7) mért legfiatalabb IRSL kor $0,4\pm0,04$ ka, ami a török hódoltság első évtizedeibe vezet bennünket vissza (NOVOTHNY et al., 2010).

A süttői lösz-paleotalaj rétegsor korát korábban IRSL MAAD módszerrel már meghatározták, amit radiokarbon és aminosav-sztratigráfiai (AAR) vizsgálatok egészítettek ki (NOVOTHNY et al., 2009). Az IRSL MAAD korok kiszámításakor a rendhagyó kifakulást még nem lehetett figyelembe venni, ezért ezek a korok nem korrigáltak, így kissé alulbecsültek, ami látszik is a korrigált IRSL SAR korokkal való összehasonlításnál (2. ábra). Az IRSL SAR korrigált koroknál a D_e értékeket az IRSL görbék középső szakaszának integrálásával számítottuk. A travertinót fedő, legalsó homokos, kavicsos rétegből származó minta (HST 17) IRSL kora 138±8 ka, azonban IR-RF mérésekkel ez 225±25 ka. Utóbbi nagyon jó összhangban van a fekü travertino korával, ami ²³⁰Th/²³⁴U-os kormeghatározással 235-314 ka-nak adódott (SIERRALTA et al. 2010). A homokos réteg felett fekvő löszkötegből vett minták (HST 12-15) korrigált IRSL kora 116 ka és 137 ka között váltakozik, azonban szisztematikus öregedés nem tapasztalható az egymás alatt fekvő mintáknál. Ezzel szemben az ebből a löszkötegből származó HST 13-as minta IR-RF kora 197±49 ka. A számottevő eltérés a két típusú kornál abból adódhat, hogy a minta korrigált IRSL koránál a korrekciót – egyéb korrekciós eljárás hiányában – a HUNTLEY és LAMOTHE (2001) módszerrel végeztük, ami egyébként csak fiatal mintákra valószínűsíti a pontos eredményt. Emellett ezen minták IRSL jele már közel van a telítettséghez, ami ugyancsak hozzájárulhat a kevésbé pontos korok számításához. Másrészt viszont az IR-RF kor akár túlbecsült is lehet annak a ténynek következtében, hogy a minták IR-RF jelének lenullázódása nem biztos, hogy teljes mértékben megtörtént a betemetődésük előtt. Ezt azzal próbáltuk meg kiküszöbölni, hogy a legalacsonyabb három kort vettük figyelembe a végső kor kiszámításánál. A vastag talaj-komplexum, ami az utolsóelőtti glaciálisban felhalmozódott löszön alakult ki, valószínűleg az utolsó interglaciális terméke, amit a korrigált IRSL korok és az AAR vizsgálatok is alátámasztanak (NOVOTHNY et al., 2009). A sötétbarna talaj felső részéből vett minta (HST 8) korrigált IRSL kora 93,7±21,1 ka, ami alapján feltételezhető, hogy ez a réteg az MIS 5c időszakban fejlődött ki. A felette fekvő két vékonyabb barnás sztyepptípusú talaj pedig valószínűleg az MIS 5a interstadiálissal korrelálható. Az ezek felett elhelyezkedő löszösszlet (HST 4) korrigált IRSL kora 55,2±5,9 ka, ami az MIS 4 vagy a korai MIS 3 során történő felhalmozódást valószínűsíti, a tundra glej szint pedig az MIS 3 interstadiális enyhébb éghajlata során alakulhatott ki. A HST 3 minta korrigált IRSL kora 34,7±4,7 ka, amit megerősítenek az ugyanabban a rétegben alatta, illetve felette mért radiokarbon korok (27,881±309 cal. a BP és 40,835±803 cal. a BP), amiket csigahéj-, illetve faszénmaradványból határoztak meg (NOVOTHNY et al., 2009). A radiokarbon korok kalibrációját a CalPal program segítségével végeztük el (WENINGER et al., 2007). A HST 1 és HST 2 minták korrigált IRSL korai (18,0±2,2 ka and 25,9±3,2 ka) egyetértésben vannak a radiokarbon mintákkal, amik korai 24,738±356 cal. a BP (2. ¹⁴C minta), illetve 21,638±391 cal. a BP (1. ¹⁴C minta), az első esetben a HST 2-vel azonos helyről származó mintából, a második esetben pedig HST 1 alatti mintából való (2. ábra). Mindezen eredmények alapján valószínű, hogy a tundra glej fölötti löszköteg felhalmozódása az MIS 3 és/vagy az MIS 2 folyamán ment végbe. A legfelső, humuszos szint és az azt fedő löszréteg pedig a késő-pleniglaciális alatt rakódott le, illetve fejlődött ki.

5. Összefoglalás

Az ekvivalens dózis meghatározására a SAR protokollt alkalmaztuk sokásványos finomszemcsés (4-11 µm), illetve durva szemcsés (100-200 µm) K-földpát és kvarc mintáknál. Kifakulási teszteket végeztünk a földpát-tartalmú minták esetében és ezek mért korait az elvégzett tesztek eredményei alapján Huntley és Lamothe (2001) korrekciós módszerével korrigáltuk. A korok kiszámítását és a korrekciókat elvégeztük az IRSL görbe különböző komponenseit, illetve különböző szakaszait alapul véve. Az IRSL görbe középső szakaszából számított De értékek esetében érvényesül legkevésbé a kifakulás hatása, mert itt a legkevesebb a gyorsan csökkenő első komponens hozzájárulása a jelhez, amit a legnagyobb mértékű rendhagyó kifakulás jellemez. Ezért a De értékek kiszámítása, a kormeghatározások és a korrekciók is mind az IRSL görbe középső szakaszán alapulnak, mert egyben ezek szolgáltatták a legmegbízhatóbb korbecsléseket. A sokásványos finomszemcsés, illetve durva szemcsés K-földpát minták kifakulási rátája rendre 0,7 és 4,8%/dekád, illetve 1,4-2,4%/dekád. A durva szemcsés K-földpát minták korrigált IRSL kora nagyon jó egyezést mutat a durva szemcsés kvarc minták OSL korával. Azonban arra sajnos nem volt lehetőségünk, hogy megbecsüljük, hogy az idősebb, sokásványos finomszemcsés minták korrekciója milyen hatásfokkal működik. Az IR-RF kormeghatározás sajnos csak két minta esetében volt sikeres és alapvetően más eredményeket szolgáltatott, mint a minták IRSL kormeghatározása.

Köszönetnyilvánítás

Számos intézménynek szeretnénk megköszönni a cikk létrejöttéhez nyújtott segítségét: Novothny Ágnes köszönettel tartozik a DAAD-nak (German Academic Exchange Service) és a hannoveri LIAG intézetnek a DAAD-Leibniz ösztöndíjért. Munkánkat támogatta az OTKA (68219 számú projekt), az NKTH és az ELTE PhD ösztöndíja. Hálásak vagyunk a hannoveri LIAG intézet technikusainak, akik a minták előkészítésében segítettek és a TU Bergakademie Freiberg munkatárssainak a mintaelőkészítésért és gammaspektrometriás mérésekért. Szeretnénk ezúton megköszönni Sebastien Huot-nak a munkáját, aki megalkotta az IRSL korok korrekciójához szükséges programot.

Irodalomjegyzék

Adamiec, G., Aitken, M. 1998. Dose rate conversion factors: update. Ancient TL 16, 37-50.

- Auclair, M., Lamothe, M., Huot, S., 2003. Measurement of anomalous fading for feldspar IRSL using SAR. Radiation Measurements 37, 487–492.
- Borsy, Z., Fészerfalvi, J., Szabó, P.P., 1979. Thermoluminescence dating of several layers of the loess sequence at Paks and Mende (Hungary). Acta Geologica Academiae Scientiarium Hungaricae 22, 451–459.
- Butrym, J., Maruszczak, H., 1984. Thermoluminescence chronology of younger and older loesses. In: M. Pécsi, Editor, Lithology and Stratigraphy of Loess and Paleosols, Hungarian Academy of Sciences, Budapest, 195– 199.
- Buylaert, J.P., Vandenberghe, D., Murray, A.S., Huot, S., De Corte, F., Van den haute, P., 2007. Luminescence dating of old (> 70 ka) Chinese loess: A comparison of single-aliquot OSL and IRSL techniques. Quat. Geochronology. 2, 9–14.
- Buylaert, J.P., Murray, A.S., Huot, S., 2008. Optical dating of an Eemian site in Northern Russia using K-feldspar. Radiation Measurements 43, 715-720.
- Degering, D., Krbetschek, M.R., 2007. Dating of interglacial sediments by luminescence methods. Developments in Quaternary Science 7, 157-171.
- Erfurt, G., Krbetschek, M. R., Bortolot, V. J., Preusser, F., 2003. A fully automated multi-spectral radioluminescence reading system for geochronometry and dosimetry. Nucl. Instr. Meth. Phys. Res. B.207 (4), 487-499.
- Erfurt, G., Krbetschek, M.R., 2003. IRSAR A single-aliquot regenerative-dose dating protocol applied to the infrared radiofluorescence (IR-RF) of coarse-grain K-feldspar Ancient TL 21, 35-42.
- Frechen, M., Horváth, E., Gábris, Gy., 1997. Geochronology of Middle and Upper Pleistocene loess sections in Hungary. Quaternary Research 48, 291-312.
- Huntley, D.J., Baril, M.R., 1997. The K content of the K-feldspars being measured in optical dating or in thermoluminescence dating. Ancient TL 15, 11–13.
- Huntley, D.J., Lamothe, M., 2001. Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars, and the measurement and correction for it in optical dating. Canadian Journal of Earth Sciences, 38, 1093-1106.
- Kulig, G. 2005. Erstellung einer Auswertesoftware zur Altersbestimmung mittels Lumineszenzverfahren unter besonderer Berücksichtigung des Einflusses radioaktiver Ungleichgewichte in der 238U-Zerfallsreihe.-Bakkalaureusarbeit, Inst. F. Informatik, TU Bergakademie Freiberg, 35.S.
- Miallier, D., Sanzelle, S., Fain, J., 1983. The use of flotation technique to separate quartz from feldspar. Ancient TL 1, 5-6.
- Murray, A.S., Wintle, A.G., 2000. Luminescence dating of quartz using an improved regenerative-dose protocol. Radiation Measurements 32, 57–73.
- Murray, A.S., Wintle, A.G., 2003. The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability. Radiation measurements 37, 377-381.
- Novothny, Á., Horváth, E., Frechen, M., 2002. The loess profile at Albertirsa, Hungary—improvements in loess stratigraphy by luminescence dating. Quaternary International, 95-96, 155-163.
- Novothny, Á., Frechen, M., Horváth, E., Bradák, B., Oches, E.A., McCoy, W., Stevens, T., 2009. Luminescence and amino acid racemization chronology and magnetic susceptibility record of the loess-paleosol sequence at Süttő, Hungary. Quaternary International, 198, 62-76.
- Novothny, Á., Frechen, M., Horváth, E., 2010. Luminescence dating of sand movement periods from the Gödöllő Hills, Hungary. Geomorphology. 5/2-3, 114-119.
- Nyári, D., Kiss, T., Sipos, Gy., 2007. Investigation of Holocene blown-sand movement based on archaeological findings and OSL dating, Danube-Tisza Interfluve, Hungary. Journal of Maps Student Edition, 46–57.

Pécsi, M., 1990. Loess is not just the accumulation of dust. Quaternary International 7/8, 1-21.

- Prescott, J.R., and Hutton, J. T., 1994. Cosmic ray contribution to dose rates for luminescence and ESR dating: large depth and long-term time variations. Radiation Measurements 23, 497-500.
- Sierralta, M., Frechen, M., van Geldern, R., Hambach, U., Kele, S., Melcher, F. (2010) Uranium-series dating of

travertine from Süttő in Hungary. Quaternary International. 222, 178-193.

- Singhvi, A.K., Bronger, A., Sauer, W., Pant, R.K., 1989. Thermoluminescence dating of loess-paleosol sequences in the Carpathian basin (East-Central Europe): a suggestion for a revised chronology. Chemical Geology (Isotope Science Section) 73, 307-317.
- Thomsen, K.J., Murray, A.S., Jain, M., Bøtter-Jensen, L., 2008. Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts. Radiation Measurements 43, 1474-1486.
- Tsukamoto, S., Denby P.M., Murray, A.S., Bøtter-Jensen, L., 2006. Time-resolved luminescence from feldspars: New insight into fading. Radiation Measurements 41. 790-795.
- Ujházy K., Gábris Gy., Frechen M., 2003. Ages of periods of sand movement in Hungary determined through luminescence measurements. Quaternary International 111, 91–100.
- Trautmann, T., Krbetschek, M.R., Dietrich, A., Stolz, W., 1999. Feldspar radioluminescence: a new dating method and its physical background. Journal of Luminescence 85, 45-58.
- Trautmann, T., Krbetschek, M.R., Dietrich, A., Stolz, W., 2000. The basic principle of radioluminescence dating and a localized transition model. Radiation Measurements 32, 487-492.
- Wallinga, J., Murray, A.S., Duller, G.A.T., Törnqvist, T.E. 2001. Testing optically stimulated luminescence dating of sand-sized quartz and feldspar from fluvial deposits Earth and Planetary Science Letters 193, 617-630.
- Wallinga, J., Bos, A.J.J., Dorenbos, P., Murray, A.S., Schokker, J., 2007. A test case for anomalous fading correction in IRSL dating. Quaternary Geochronology 2, 216-221.
- Weninger, B., Jöris, O., Danzeglocke, U., 2007. CalPal-2007. Cologne Radiocarbon Calibration & Palaeoclimate Research Package. http://www.calpal.de/.
- Wintle, A.G. 1973. Anomalous fading of thermoluminescence in mineral samples, Nature 245, 143-144.
- Wintle, A.G., and Packman, S.C., 1988. Thermoluminescence ages for three sections in Hungary. Quaternary Science Reviews 7, 315-320.
- Wintle, A.G., Murray, A.S., 2006. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. Radiation Measurements 41, 369-391.
- Zöller, L., Wagner, G.A., 1990. Thermoluminescence dating of loess recent developments. Quaternary International 7/8, 119-128.
- Zöller, L., Oches, E.A., McCoy, W.D., 1994. Towards a revised chronostratigraphy of loess in Austria with respect to key sections in the Czech Republic and in Hungary. Quaternary Geochronology (Quaternary Science Reviews) 13, 465-472.

A hullámtéri feltöltődés mennyiségi és minőségi vizsgálata a Beregi-síkon

SZABÓ SZILÁRD 1* – VASS RÓBERT 1 – SZABÓ JÓZSEF 1 – SZABÓ GERGELY 1 – Posta József 2

¹DE Földtudományi Intézet, ²DE Kémiai Intézet 4032 Debrecen Egyetem tér 5 *szabó szabo.szilard@science.unideb.hu

Absztrakt

A Tisza hullámterének feliszapolódása komoly árvízvédelmi problémákat vet fel. Az elmúlt időszakban számos tanulmány született e témában, melyeket saját kutatásainkkal a Felső-Tisza-vidék hullámterének tanulmányozásával egészítünk ki. Jelen munkánkban eddigi geodéziai, geoinformatikai és fémanalitikai vizsgálatok alapján elért eredményeinket mutatjuk be.

1. Bevezetés

Tanulmányunkban a Tisza ár- és hullámterének üledékeivel foglalkozunk, azok fémtartalmával és azzal, hogy a fémtartalom mennyiben tükrözi az egyes árvizek üledékfelhalmozó tevékenységét, mennyire segít az üledékek korának a meghatározásában, valamint hogy a fémek vertikális eloszlása milyen jellegzetességeket mutat.

1. 1. A Tisza hullámterének feliszapolódása

A Tisza a vízgyűjtő sajátosságai révén sok hordalékot szállít, melyen belül igen nagy a lebegtetett hordalék aránya, sőt a Záhony alatti szakaszon a görgetett mennyiség elenyésző a lebegtetetthez képest. Hordaléktöménysége rendszerint 3-szorosa a Dunáénak (BOGÁRDI J. 1971)

A hordalék mennyiségét a geológiai és domborzati adottságokon túl e folyó esetében is nagymértékben befolyásolja a vízgyűjtő növényborítottsága. A forrásvidék és az országhatáron túli szakasz jelentős része hegyvidéki területen van, ahol az olvadékvizek és a nagy intenzitású nyári csapadékok gyér felszínborítás mellett hatékonyan tudják erodálni a talajt, így potenciálisan a Tiszába is sok hordalék kerülhet be. A vízgyűjtőn korábban az erdők tarvágása jelentette a legnagyobb problémát, mára azonban az újabb kutatások fényében inkább az erdők megváltozott összetételét okolhatjuk a sok hordalékért (GöNCZY S. et al. 2004, LÓKI J. et al. 2004). A lebegtetett hordalék mennyisége a fenti tényekből következően jelentős mértékben attól függ, hogy az árvíz mely vegetációs periódusban alakul ki, illetve milyen a lehullott csapadék függvényében a mellékvízfolyások milyen aránnyal kapcsolódnak be a víz és hordalékszállításba (SCHWEITZER F. et al. 2002).

A hegykeretből kilépve a folyó megváltoztatja szakaszjellegét, lerakja a hordalékát, vagyis feltöltő munkába kezd. Feltöltő munkát végez hazánkban is, különösen a Záhony alatti szakaszon, ahonnan síkvidéki jellegű. A hordalékszállítás alakításába beleszólnak a kiskörei és a tiszalöki víztározók: alattuk jelentősen csökken a lebegtetett hordalék mennyisége.

A továbbiakban röviden áttekintjük azokat a Tiszára vonatkozó tényeket és vizsgálatokat, amelyek a hullámtéri feltöltődésre vonatkoznak. Az üledékek felhalmozódásában nagy váltást jelentett a XIX. századi folyószabályozás. A folyót gátak közé szorították, így a hordalék csak a hullámtéren belül tud lerakódni. Az ekkor kialakított hullámtér azonban folyamatosan töltődik, az árvizek alkalmával lerakott hordalék vastagsága évről évre nő. A felhalmozódás sebessége változó, melyet befolyásol a relatív helyzet, a hullámtér szélessége, a mikrodomborzat, a növényborítottság, valamint az elöntési idő. A hullámtér egyes részei tehát eltérő ütemben töltődnek fel és persze olyan térszínek is vannak, ahol az erózió, a letarolás dominál. Az egyes szerzők ennek megfelelően eltérő feltöltődési sebességeket állapítottak meg, melyek közül néhányat most kiemelünk. SCHWEITZER F. (2001) munkájában a Körös hullámterének akkumulációjáról találhatunk adatokat, mely szerint az ármentesítés óta 160-180 cm vastagságú üledék rakódott le. A Tiszára nézve a Kisköre és Makó közti szakaszon 7 évre (1976-1983) vonatkoztatva a fenti szerző 30 cm-t ad meg. KISS T. és munkatársai (2004) a tiszai hullámtéren 0,3-0,8 cm/év üledék-felhalmozódási sebességet határoztak meg egy Alsó-Tisza-vidéki mintaterületen. SÁNDOR A. – KISS T. (2006) munkájában szintén 0,8 cm/év feltöltődési sebességet találhatunk (Szolnok közelében) és emellett arra is találunk adatot, hogy a folyóhát 1976-2000 között 19 cm-rel alacsonyabb lett, vagyis eróziós térszínné vált (a folyómeder, ezzel együtt a sodorvonal közelebb kerülése miatt). Ugyanez a szerzőpáros (SÁNDOR A. – KISS T. 2007) a 2006-os árvíz után meghatározta a lerakott üledék vastagságát, és azt találták, hogy a vizsgált terület döntő részén 1-3 mm volt. 100 mm-t meghaladó friss üledék csak a folyó közvetlen környezetében (<12 m) volt megfigyelhető. Ezek az eredmények összhangban vannak a mi általunk számított felhalmozódási ütemmel (0,8-1 cm/év; SZABÓ Sz. et al. 2008a, VASs et al. 2010).

A kétezres évek elején felgyorsuló hullámtéri kutatások hazánkban egy addig még nem alkalmazott módszerrel bővültek ki. A vizsgálat abból a felvetésből indul ki, hogy a mederátvágással a régi medertől távol került hullámtéri szakasz kiindulási átlagmagassága megegyezett a mentett oldali területek átlagmagasságával (GÁBRIS et al. 2002). A két terület magasságkülönbségét az 1:10 000 méretarányú 1967-71 között készült topográfiai térképekből generált digitális terepmodell (DTM) segítségével határozták meg. A Tiszadob-Tiszaszederkény közötti szakaszon elvégzett mérés szerint a szabályozások és a térképezés között eltelt 120 év alatt 0,15-0,59 m-es, átlagosan 0,45 cm/év volt a feltöltődés mértéke.

Jelen tanulmányban a Beregi-síkon végzett hullámtéri vizsgálatainkat mutatjuk be, melyek során a hullámtéri szelvények egyes rétegeiben mért nehézfém-feldúsulás időbeli beazonosításával valamint geoinformarikai módszerekkel (DTM) határozzuk meg e feltöltődés mértékét.

1.2. A tiszai üledékek fémtartalma

A téma áttekintése előtt meg kell jegyeznünk, hogy sok esetben helytelen fémszennyezésről beszélni a hullámtéren, mert az ide érkező többlet egy jelentős részét esszenciális nyomelemek alkotják, így helyesebbnek látjuk fémterhelésnek nevezni ezt a fémtöbbletet.

A Tisza vízgyűjtőjén évszázadokra visszamenően folytatnak ércbányászatot és -feldolgozást. Ezt a tevékenységet napjainkig az alapvető környezetvédelmi előírások betartása nélkül végzik, így az üledékekben a kitermelés-feldolgozás intenzitásával összhangban több-kevesebb fémterhelést találhatunk. A hullámtér fémszennyezettségével foglalkozó kutatások száma a 2000. évi cianid- és nehézfém-szennyezések után ugrásszerűen nőtt meg. Az ezt megelőző időszakból viszonylag szűkösek a fellelhető források. E munkák egy része a felszíni üledékek, talajok fémtartalmáról ad tájékoztatást (ALAPI K. – GYŐRI Z. 2003, BLACK, M. – WILLIAM, P. 2001. CSER et al. 2007, HUM L. – MATSCHULLAT J. 2002, HUM L. 2005a, HUM L. 2005b, SZALAI Z. et al. 2005, SZALAI Z. 2006), ami nagyon fontos, mivel a növények gyökérzónája is itt található, így a potenciálisan felvehető elemtartalom szempontjából kiemelt jelentőségű. Más szerzők (BRAUN M. et al. 2003, BRAUN M. – PAPP I. 2008, KISS T. – SÁNDOR A. 2009, SZALAI Z. 2007) a fémek mélységbeli eloszlásával foglalkoznak, mely segítségével választ kaphatunk a korábbi szennyezések mértékére, azok mélységére, illetve – amennyiben azonosítani tudjuk a kiugró fémkoncentrációjú üledékek lerakódásának idejét – következtetni tudunk a feliszapolódás sebességére.

Az ércbányászati tevékenység miatt ide érkező cink és réz koncentrációja eddigi tapasztalataink alapján (SZABÓ SZ. et al. 2008A, SZABÓ SZ. et al. 2008b) a Szamos torkolat előtti szakaszon ritkán haladja meg a jelenleg a földtani közeg szennyezettségének minősítésére rendelkezésre álló 6/2009 (IV.19.) KVvM-EüM-FVM együttes rendeletben megállapított B (szennyezettségi) háttérértéket. Igaz ez a toxikus hatású ólomra, kadmiumra is, illetve a határértékek túllépése nem jelentős. Emellett azonban találhatunk utalást a fémek nagyobb koncentrációjára is (pl. FARSANG A. 2008). A terhelés

mértékét nehéz megítélni, mert a vizsgálatok csak a hullámtéri üledékek fémkoncentrációira vonatkoztak, így nem lehet összehasonlítani a mentett ártér állapotával.

2. Mintaterületek bemutatása

Az általunk kiválasztott területek – négy hullámtéri tágulat (itt a szétterülő, lelassuló vízből jelentősebb a kiülepedés) – a Tisza jobb partján helyezkednek el Tarpától Jándig (*1. ábra*). A jobb parti gát megépítése két szakaszban történt: a Borzsa-torok Tarpa közötti szakasz 1846-1849 között készült el, míg Tarpától Mátyusig 1855-1856 között (IHRIG D. 1973). Az általunk vizsgált területeken a hullámtéri felszínfejlődés tehát 1856-tól, a gát megépítésétől 1968-71-ig a szelvényezés elkészültéig, mintegy 110 évig tartott. Ez alól kivétel a Szilvás-szegnél készült keresztszelvény, mivel annak felvétele 37 évvel később, 2005-ben történt. Érdemes megemlíteni, hogy a bal parti töltés csak jóval később – 1926-1928 között – a Szamos jobb parti gátjával egy időben készült el teljesen.



1. ábra: Hullámtéri mintaterületek a Beregi-síkon

A hullámtér szélessége mind a négy területen 1,5-2 km, szemben a 0,3-0,4 km-es szűkületekkel. Folyásirányban lefelé haladva első a Vágás-szeg területe. A területről az 1860-as években készült térképen jól látszik, hogy a már feltüntetett felső kanyarulat átvágását a folyó nem fogadta el, hanem eredeti medrében maradt, ennek oka a mélyen bevágódott mederben keresendő. A második katonai felvételezést követően a legnagyobb változásokon a szilvás-szegi meander ment keresztül, mely 140 év alatt közel 300 métert csúszott D-i irányba. Már a gát tetejéről szemlélve is feltűnik egy jelentősebb magasságkülönbség a hullámtér javára. A hullámtéri területek közül itt a legélénkebb a felszín, amit a meander csúcsához közeledve az egymást követő akár 2 m magas övzátonyok sorozata még erőteljesebbé tesz.

A Boroszló-kerti átvágás a második katonai felvételezés előtt történt, ebben az esetben a Tisza elfogadta új medrét. Ennek oka a túlfejlett, szinte átszakadó, kevésbé bevágódott kanyarulat lehetett.

A négy terület közül a foltos-kerti kanyarulat átvágása történt meg legkésőbb. Az 1892-es felvételezésű "Tisza Atlaszban" még a II. katonai felvételen is látható eredeti medrében folyik a folyó, míg az 1934-es kiadású "A Tisza hajdan és most" kiadványban már a mai mesterséges medrében. Az átvágás pontos időpontját nem ismerjük, de a FETIKÖVIZIG Vásárosnaményi Szakaszmérnökségének munkatársai szerint az mindenképpen 1914 előtt történt.

3. Vizsgálati módszerek

3. 1. Geoinformatikai mérések

Az átlagmagasság meghatározásához a mintaterületekről digitális terepmodellt készítettünk. Ehhez bedigitalizáltuk a területet lefedő 1: 10 000 méretarányú 1968–1971 között készült, EOTR-be átdolgozott topográfiai térképek összes szintvonalát, majd elkészítettünk a DTM-et ArcMap 9.0 szoftverben. A modellt raszteres állománnyá alakítottuk 10 m-es felbontással. A hullámtéri területeken az élő folyóhoz való közelség miatt a felszín általában jóval egyenetlenebb, mint a mentett oldalon. Egyrészt több elhagyott mederrészlet található, másrészt gyakoribbak és feltűnőbbek a folyóhátak, és ott vannak a gátépítés anyagnyerő kubikgödrei is. A jelentős részben vízzel fedett negatív formák fenékszintje a térképeken nem jelenik meg, ezért az átlagmagassági eredmények torzítatlansága érdekében azokat (valamint a medrek mellett jelentkező "túlzott" pozitív formákat) eltávolítottuk a vizsgálandó területből Idrisi Taiga szoftverben (*2. ábra*). A Szilvás-szeg területén a jobb parti gát két oldalán fekvő területek átlagmagasságát Focus 8 lézeres mérőállomással, centiméteres pontossággal felvett 601 pont segítségé-vel határoztuk meg. A pontokból térbeli interpolációval (krigeléssel) DTM-et készítettünk.





3. 2. Nehézfém vizsgálatok

A munkát a K 68566 sz. OTKA pályázat keretében végeztük, melynek során felszíni mintákat gyűjtöttünk, illetve talajszelvényeket létesítettünk. A felszíni minták begyűjtése során átlagmintavételezésre került sor szondarúddal a talaj felső 25 cm-es rétegéből a hullámtérről és a mentett oldalról egyaránt. A szelvények 1 m mélységűek és a mintákat 2 cm-enként vételeztük. A feltárás során cc. HNO₃-H₂O₂-t alkalmaztunk mindkét esetben, amit a felszíni minták esetében Lakanen-Erviö-féle kioldással is kiegészítettünk

4. Eredmények

4.1. Feltöltődés geoinformatikai módszerek alapján

A DTM módszer segítségével a három hullámtéri terület feltöltődésének mintegy 110 éves időtartamát tudtuk vizsgálni. A három mintaterület mindegyikén egyértelműen kimutatható a hullámtéri területek nagyobb átlagmagassága a mentett árterek átlagmagasságához képest (*3. ábra*). A legjelentősebb különbség a legfelsőbb szakaszon (Vágás 111-112,1 m magasság) figyelhető meg: 1,1 m a hullámtér javára (*3. ábra*). Folyásirányban lefelé haladva csökken a folyó esése, és ezzel együtt a két terület magasságkülönbsége is. A Boroszló-kert esetében 0,6 m a Foltos-kertnél, pedig már csak 0,2 m-rel nagyobb a hullámtér átlagmagassága. Ezen eredmények összhangban vannak azzal az elvvel, miszerint a csökkenő esés következtében a kisebb energiával mozgó hordalék, a mederből kilépve is kisebb távolságot képes megtenni, így feltöltő hatását kisebb területen gyakorolja. Mivel vizsgálati szakaszunkon az esés mértéke Tiszabecs (744,300 fkm) és Tivadar (705,700 fkm) között – a 2009. június 13-14-e között levonuló kisebb, de határozott csúccsal tetőző árhullám alapján – 21,2 cm/km-nek adódott, míg Tivadar és Vásásrosnamény (684,450 fkm) között ugyanezzel az árhullámmal számolva már csak 13,2 cm/km-nek, az eséscsökkenés már ezen a viszonylag rövid szakaszon is tetemes-nek mondható.



3. ábra: A feltöltődés mértéke a gáton belül és kívül

Az összehasonlításul felmért szilvás-szegi keresztszelvény adatai szerint is nagyobb a hullámtér átlagmagassága a mentett oldalinál. A gáton belüli 471 pont átlagmagassága 110,5 m, a gáton kívüli 130 ponté 109,6 m. Ebből adódóan az átlagmagasságok különbsége 0,9 m a hullámtéri terület javára, ami 0,57 cm/éves feltöltődést jelent (4. ábra).

Természetesen figyelembe kell venni, hogy ebben az esetben 40 évvel tovább tartottak a hatófolyamatok az előző három területhez képest. A keresztszelvényről jól látszik, hogy D-i irányba a meder felé közeledve egyre élénkebb a felszín, melynek magyarázatát a fönt említett 150 év alatt bekövetkező közel 300 méteres medereltolódás adja. Ha egy évre lebontjuk a vágási feltöltődés ütemét pontosan 1 cm/évet kapunk, a Boroszló-kertben ez az érték 0,54 cm/év, a Foltos-kertben pedig 0,2 cm/év. A szilvás-szegi 0,57 cm/éves eredmény jól illik a folyásiránnyal lefelé haladva egyre kisebb magasságkülönbséget mutató sorba.


4. ábra: A Szilvás-szeg területéről készült terepmodell a geodéziai felmérés pontjaival (fehér pontok)

4.2. Üledékek fémtartalma

Eredményeink azt mutatják, hogy a hullámtéren szignifikánsan nagyobb fémkoncentrációk alakulnak ki, mint a mentett oldalon. Ezt a réz és cink példáján az 5. és 6. *ábrák*on mutatjuk be. A vizsgálatokból az is kiderült, hogy a növények számára hozzáférhető fémhányad (Lakanen-Erviö kioldás) a hullámtéren minden esetben nagyobb, mint a hullámtéren kívül.



5. ábra: A hullámtéri és mentett ártéri minták réztartalma (mg/kg)

Ezeknek a fémeknek a mélységbeli eloszlása nem homogén. Mint az a 7. *ábrán* is látszik, éppen a felső 15-20 cm-es réteg az, ahol a fémek koncentrációja a legnagyobb (vagyis ahol a növények gyökérzete a legsűrűbb). Ebből következhetne az is, hogy a növényekben az akkumulálódott fémtartalom nagy, ám valójában – mint korábbi munkánkból (SZABÓ et al. 2008b) kiderül – ez a mennyiség nem okozhat problémát.



6. ábra: A hullámtéri és mentett ártéri minták cinktartalma (mg/kg)

A felső réteg fémkoncentrációja arra utal, hogy az utóbbi időszakban fokozott bányászati kitermelés és feldolgozás történt a folyó felső szakaszán (különösen a Máramarosi-havasok bányáiban) és a környezetvédelmi szempontokat nem érvényesítették. Szembetűnő, hogy mindkét fém mennyisége a vizsgált mélységben egy kis réteget kivéve meghaladja a háttérkoncentrációt. Feltételezésünk szerint ezt a 60-70 cm közötti réteget a II. világháború pusztításai miatt leálló ipari termelés, illetve a háborút követően, a szovjet csapatok megszállása miatt nehezen újrainduló ipar időszakában lerakódott üledékek képezik. Ezt alátámasztani látszik az is, hogy a visszaesést megelőzően nagy a fémmennyiség az üledékben (fokozott ipari termelés a háborúra készülve), majd az 1950-es években újrainduló ipar miatt ismét megugrik a koncentráció. Ha ezt elfogadjuk és kiszámoljuk, hogy az alacsony fémkoncentrációjú réteg feletti üledékvastagság kb. 55 év alatt rakódott le, átlagosan 1 cm/év feltöltődési sebességet kapunk.



ábra: A réz és a cink vertikális eloszlása a Tisza hullámterén Gulács közelében. A szaggatott vonal a 6/2009 (IV.14.) rendelet szerinti háttérértéket mutatja.

5. Összegzés

Méréseink alakalmával mind a négy mintaterületen, három különböző módszerrel is hasonló eredményt kaptunk a hullámtéri területek feltöltődését illetően. A hullámtéri átlagmagassága 0,2-1,1 méterrel haladta meg a mentett ártéri területekét. A folyás irányában haladva az esés csökkenésével a feltöltődés mértéke is egyenletesen csökken. Meg kell jegyezni, hogy az általunk készített digitális terepmodell 40 évvel ezelőtti adatbázissal dolgozott, és mindössze 0,5 m-es pontosságú.

Köszönetnyilvánítás

A munkát a K68566 és K68897 sz. OTKA, valamint a TÁMOP-4.2.2/B-10/1-2010-0024 pályázatok támogatták.

Irodalomjegyzék

- Alapi K. Győri Z. 2003. Iszapvizsgálatok a nehézfémmel terhelt tiszai ártéren. Acta Agraria Debreceniensis 19. 6.
- Black, M. William, P. 2001. Preliminary assessment of metal toxicity in the Middle Tisza River (Hungary) floodplain. Journal of Soils and Sediments 1 (4): pp. 213-216.
- Bogárdi J. 1971. Vizek hordalékszállítása. Akadémiai Kiadó. Budapest 837 p.
- Braun M. Szalóki I. Posta J. Dezső Z. 2003. Üledék felhalmozódás sebességének becslése a Tisza hullámterében. MHT XXI. Vándorgyűlés 2003. július 2-4. CD-kiadvány
- Braun M. Papp I. Szalóki I. Leermakers, M. 2008. A borsabányai szennyezés utóélete a Boroszló-Kerti Holt-Tisza üledékében. In: Orosz Z. – Szabó V. – Molnár G. - Fazekas I. szerk.: IV. Kárpát-medencei Környezettudományi Konferencia I. kötet. Debrecen pp. 289-294.
- Cser V. Farsang A. Barta K. Mezősi G. Erdei L. 2007. Indukált fitoextrakció alkalmazása extrémen szennyezett földszerű anyagon. Agrokémia és Talajtan 56: pp. 317-332.
- Farsang A. Cser V. Barta K. 2008. Indukált fitoextrakciós eljárás terepi alkalmazása enyhén szennyezett kotrási iszapon. In: Orosz Z. – Szabó V. – Molnár G. - Fazekas I. szerk.: IV. Kárpát-medencei Környezettudományi Konferencia I. kötet. Debrecen pp. 138-144.
- Gábris Gy. Telbisz T. Nagy B. Belardinelli E. 2002: A tiszai hullámtér feltöltődésének kérdése és az üledékképződés geomorfológiai alapjai. Vízügyi Közlemények 84 (3): pp. 305-316.
- Gönczy S. Molnár J. Szabó G. Sándor A. 2004. Az erdőirtások hatása az árvízi vízhozamokra a Felső-Tisza kárpátaljai mellékfolyóin. Földtani Kutatás 16 (3-4): pp. 52–56.
- Hum L. 2005. Mocskos arany. A 2000. év cianidos és nehézfémtartalmú szennyező hullámai és az üledékek nehézfémtartalma. A környezettudomány elmélete és gyakorlata c. konferencia, Szeged, CD kiadvány 10 p.
- Hum L. 2005. Nehézfémek a Tisza és mellékfolyói üledékeiben. A környezettudomány elmélete és gyakorlata c. konferencia, Szeged, CD kiadvány 5 p.
- Hum L. Matschullat J. 2002. A Tisza és mellékfolyói üledékeinek nehézfém- és arzéntartalma 1999/2000 őszi-téli állapot. Hidrológiai Közlöny 82 (1): pp. 23-30.
- Ihrig D. 1973. A magyar vízszabályozás története. pp. 294-296. Budapest.
- Kiss T. Sípos Gy. Oroszi V. Barta K. 2004. Üledék-felhalmozódás mértékének vizsgálata a Maros és az Alsó-Tisza hullámterén. II. Magyar Földrajzi Konferencia, Konferencia CD, Szeged, 22 p.
- Kiss T. Sándor A. 2009. Land use changes and their effect on floodplain aggradation along the Middle-Tisza River, Hungary. Acta Geographica Debrecina Landscape and Environment 3(1): pp. 1-10.
- Konecsny K. 2005. A felszíni lefolyás vizsgálata a Tisza kisvízfolyásain. MHT XXIII. Vándorgyűlése. CD kiadvány
- Lóki J. Szabó J. Konecsny K. Szabó G. Szabó Sz. 2004. Az erdősültség és az árhullámok kapcsolata a Felső-Tisza-vidéken. II. Magyar Földrajzi Konferencia közleményei – Szegedi Egyetem, Természeti Földrajzi Tanszék, Konferencia CD ROM, 21 p.
- Papp I. Braun M. Szalóki I. Leermakers, M. 2007. Investigation of the effects of Baia Borsa pollution event in the sediment of Boroszló-kert oxbow lake of the Tisza. Acta GGM Debrecina. Geology, Geomorphology, Physical Geography Series 1 (2): pp. 181-186.
- Sándor A. Kiss T. 2006. A hullámtéri üledék-felhalmozódás mértékének vizsgálata a Közép- és az Alsó Tiszán. Hidrológiai Közlöny 86 (2): pp. 58-62.
- Sándor A. Kiss T. 2007. A 2006. tavaszi árvíz okozta feltöltődés mértéke és az azt befolyásoló tényezők vizsgálata a Közép-Tiszán, Szolnoknál. Hidrológiai Közlöny 87 (4) pp. 19-24.
- Schweitzer F. Nagy I. Alföldi L. 2002. Jelenkori övzátony (parti gát) képződés és hullámtéri lerakódás a Közép-Tisza térségében. Földrajzi Értesítő 51 (3-4) pp. 257-278.
- Schweitzer F. 2001. A magyarországi folyószabályozások geomorfológiai változásai. Földrajzi Értesítő (50) (1-4) pp. 63-72.

- Szabó Sz. Molnár L. Sz. Juhos K. Prokisch J. 2008a. Hullámtéri nehézfém-szennyezettség vizsgálata egy felső-tiszai mintaterületen. In: Orosz Z. – Szabó V. – Molnár G. Fazekas I. szerk.: IV. Kárpát-medencei Környezettudományi Konferencia I. kötet. Debrecen pp. 283-288.
- Szabó Sz. Molnár L. Sz. Gosztonyi Gy. Posta J. Prokisch J. 2008b. A nehézfém-szennyezettség vizsgálata egy felső-tiszai holtmeder környezetében. In: Demeter G. szerk.: Geografiageneralis et specialis. Debrecen, pp. 255-260.
- Szalai Z. Baloghné Di Gléria M. Jakab G. Csuták M. Bádonyi K. Tóth A. 2005. A folyópartok alakjának szerepe a hullámtereken kiülepedő üledékek szemcse- és nehézfém frakcionációjában, a Duna és a Tisza példáján. Földrajzi Értesítő (54 (1-2) pp. 61-84.
- Szalai Z. 2006. A lépték szerepe a hatótényezők erősségében, avagy a nehézfémek elérhetősége a hazai hullámtereken. III. Magyar Földrajzi Konferencia, MTA-FKI, Budapest, CD-kiadvány 3 p.
- Szalai Z. 2007. Effects of channelization on natural levee development, Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria 30 (2): pp. 249-254.
- Udvarhelyi F. 2005. Vásárhelyi Terv Továbbfejlesztése a Felső-Tiszán. MHT XXIII. Vándorgyűlése. CD kiadvány
- Vass R. Szabó G. Szabó J. 2010: Examination of sedimentary deposition in the active floodplains of Beregplain. Studia Vasile Goldis, 20 (4): pp. 105-110.
- A Tisza hajdan és most. Magyar Királyi Országos Vízépítési Igazgatóság. Budapest, Pallas Kiadó. 1906.
- A Tisza helyszínrajza, hossz-szelvénye és keresztszelvényei Tiszabecstől Szegedig. Magyar Királyi Állami Térképészet. Budapest, 1934.

Jégerózió hatása a magashegységi karsztosodásra

VERESS MÁRTON* – TÓTH GÁBOR – BENKÓ ZSOLT

NYME Természettudományi Kar, Földrajz és Környezettudományi Intézet, Természetföldrajzi Tanszék, 9700 Szombathely, Károlyi Gáspár tér 4. *vmarton@ttk.nyme.hu

Absztrakt

A glaciális formakincs és a karsztos formakincs kapcsolatát elemezzük e tanulmányban. Az elemzések alapjául a formák, formaegyüttesek elemzése, valamint karsztegyüttesek és hegységek morfológiai térképezése szolgált alapul. Az alábbi felszíntípusokat különítettük el: báránysziklás-, sík-, töbrös, uvalás-, teknővölgyekkel kismértékben tagolt felszín, nagyméretű teknővölgy sziklamedencékkel, nagyméretű teknővölgy óriás töbrökkel és uvalákkal, teknővölgy, kárvölgyes felszín, kárgerinces felszín. A felsoroltakból három felszíntípus jellegzetességeit és karsztosodását mutatjuk be részletesebben.

1. Bevezetés

1.1. A jégelborítás változása

Munkánkban a jég által átalakított felszínek karsztosodását mutatjuk be. A karsztosodás és a glaciáció kapcsolatának tanulmányozása több oknál fogva is fontos. A glaciációs felszínek mai arculatának megértése, e felszínek kialakulása, a karszt területeken ezen kapcsolat elemzése nélkül nem lehetséges. E felszínek vizsgálatával a két felszínformáló tényező egymásra hatása tanulmányozható, továbbá az ilyen felszínek vizsgálatával a glaciokarsztok sajátosságai ismerhetők meg jobban. Ezáltal a glaciokarsztok környezetei elkülöníthetők más környezetektől és felismerhetők a Föld különböző részein. Miután a gleccserek kiterjedése folyamatosan változott és változik a jövőben is. Ezért előrejelzések tehetők e környezetek elterjedésének alakulására. A glaciokarsztos környezetek kiterjedésének a változása a Föld klímájának változásához is adatokat ad.

Kutatási helyszíneink az alábbiak voltak: a Totes Gebirge, Dachstein, Tennengebirge, Hochschwab, Schneealp, Schneeberg, Rax (Keleti-Alpok), Karavankák, Assiagói-fennsík, Júliai-Alpok (Dél-Alpok), Durmitor-hegység, Maglič-hegység, Biokovói-hegység (Dinári-hegység).

A jég által formált felszínek karsztját glaciokarsztnak is hívják. Megjegyzendő azonban, hogy a kifejezést kétféle értelemben is lehet használni. A glaciokarszt elnevezés vonatkozhat mindazon térszínekre, amelyeket a pleisztocénben jég borított. Gyakran azonban leszűkítve is használják: azon térszínekre vonatkoztatják, amelyek ma teljes mértékben növénytelenek és egykor jég által voltak formálva (KUNAVER 2009, SAURO 2009, MONDBERON-WIDBENGEN 2009).

E felszínek karsztosodása összetett jelenség, ugyanis a jég kialakulását, valamint felszínformálását, a preglaciális karsztformák irányították. Ugyanazon a területen karsztosodás és jég elborítás többször váltakozhatott. A jelenlegi karsztosodást befolyásolja a glaciális-paleokarsztos és a glaciális formakincs. Továbbá minél alacsonyabb felszín karsztosodását tekintjük azon egyre több felszínformáló erő jelenik meg. Alacsonyabban részben éppen a fentiek miatt megváltozik a karsztosodás jellege is. A magasság növekedésével csökken viszont a karsztosodás kora. Ugyanis magasabban a jég elborítás megszűnése fiatalabb.

Egy hegység karsztosodása, különösen a barlangképződés nem tekinthető egyetlen egységes rendszernek. Egy hegységen belül (pl. az Alpok) a karsztos tömegeket nem karsztos hegységrészek különítik el egymástól. Emiatt, de más okok miatt is, eltérő lehet a karsztvíz szintje, a feltöltődés mértéke, a barlangok kialakulásának módja és kora. Így az Alpok déli részén jóval idősebb a barlangképződés, mint pl. a Ny-i Alpokban (AUDRA et al. 2006).

A jégelborítás a pleisztocén idején is folyamatosan változott. A hóhatár magassága és ennek megfelelően a gleccserek elvégződésének a helye ugyanabban a hegységben a különböző időszakokban, különböző magasságokban volt. Így az Alpokban a glaciálisokban mintegy 1200 m-rel volt a hóhatár alacsonyabban. A hegység É-i szegélyén jelenleg 2400 m-en, míg a D-i részén 2700 m-en van. A glaciálisokban mintegy 1200-1500 m közötti magasságokban húzódhatott a hóhatár. A gleccserek É-on a Würmben elérték a Bajor-medencét, D-en a Pó-alföldjét. (A Bajor medencében összekapcsolódva gleccserlepényt hoztak létre.) Megjegyzendő, a Mindel és Riss glaciálisokban a peremi jégtakaró még kiterjedtebb volt. A hegységben gleccserhálózat jött létre, a karsztfennsíkokon platógleccserek alakultak ki. A jégből csak a magasabb csúcsok emelkedtek ki.

A Dinári-hegységben a hóhatár magasabban húzódott. Magasságát 1900-2200 m közé teszik és az Adria felé ennek az értéke csökkent (MENKOVIC et al. 2004) A hegységnek csak a magasabb részei jegesedtek el (mint pl. a Durmitor, a Maglič, az Orjen-hegység, a Velebitek, és talán a Biokovóihegység). A gleccserek pl. a Durmitor-hegységben, mintegy 1200 m magasságban végződtek el (MAROVIC-MARKOVIC 1972). Az Orjen-hegységben 800-1000 m-en végződtek el, de moréna 600 m-en is előfordul az Adriától mintegy 5 km-re (HUGHES et al. 2010).

A hegységek karsztosodásnak kitett területei a Würm vége óta is folyamatosan változtak, ill. átalakultak. A gleccservégek oszcillációja az utóbbi 10 ezer évben is végbement, miután a Würm vége óta is változott a klíma. Alapvetően azonban a Würm óta visszahúzódtak. Ez a jelenség a XIX. század végétől felerősödött és különösen felgyorsult az utóbbi évtizedekben. A gleccserek visszahúzódása következtében újabb és újabb területek váltak jégmentessé. Tehát egyre magasabban, egyre később kezdődhetett el a jégelborítás nélküli karsztosodás. Ugyanakkor a klíma felmelegedése miatt a növényövek (és ezáltal a talajok) egyre magasabbra tolódtak, ill. egyre meredekebb lejtőkön, egyre nagyobb foltokban fejlődtek ki. Miután ugyanazon a helyen egyre magasabb rendű növénytársulások fejlődtek ki, itt a talaj is átalakult. A talajok kifejlődése gyökeresen átalakította a karsztosodást. A törmelékképződés lecsökkent, másféle karsztformák fejlődtek ki. Így a csupasz felszínek karrjai helyett a fenyőövben talaj alatti karrok (a fennsíkok teknővölgyeinek alsó részén fenyőerdő, vagy annak ligetes változata van jelen), ill. a lombos erdő övében mérsékeltövi karsztosodás került előtérbe (oldódásos dolinák és talaj alatti karrok). Ugyanakkor az emberi tevékenység ezt a folyamatot megakasztotta, ill. visszavetette. Nagy területen alakultak ki legelők, ill. felerősödött a talajlepusztulás.

MAIRE (1990) az oldódásnak magashegységi területeken három zónáját különbözteti meg.

• A proglaciális zónát, ahol az oldódást részben a jég olvadékvizei okozzák. A karsztosodás így függ az olvadékvíz mennyiségétől, valamint a levegőből a vízbe lépő CO₂ mennyiségétől. Az oldódás mértéke ezért a gleccserhomloktól távolodva növekszik.

- A nivális zónát, ahol az oldódást főleg a hó olvadék vizei okozzák.
- A szubnivális zónát, ahol az oldódást a csapadékvíz okozza.

Ezért az alacsonyabb karsztterületeken kétféle típusú (hólé és csapadékvíz), míg a magasabb karsztterületeken (ahol gleccserek vannak) háromféle (jégolvadék, hólé, csapadékvíz) eredetű víz old.

A gleccserek által formált karsztterületeken ma különböző magasságokban, különböző geomorfológiai övek és növényövek vannak jelen. Ezek az alábbiak:

 Mérsékelt övi folyóvízi eróziós tartomány felső határa mintegy 1800 m magasságban húzódik. E tartományban az oldódás és a folyóvízi erózió mellett a mállás, az aprózódás és a tömegmozgások is hatnak. A tartomány felső részén a fenyőöv fejlődött ki.

- Periglaciális morfológiai alrégió mintegy 2200-2400 m-ig terjed. Ezen övben az oldódás, a tömegmozgások, az aprózódás (fagyhatású aprózódás), a pluviális erózió a jelentős. Ezen morfológiai övben 1800-2000 (2200) m között a törpefenyőöv helyezkedik el. Ebben az övben a lágyszárú növényzet foltjai keverednek a törpefenyő foltokkal és csupasz felszínekkel. A törpefenyőöv felett változó szélességben fejlődött ki az alhavasi öv (havasi rét), amely lágyszárú növényekből és csupasz felszínekből áll. A hegység egyes részein a törpefenyőöv, más részein az alhavasi öv hiányozhat. 2000 (2200) m-től 2400 (2700) m-ig terjed a növénytelen öv.

1.2. A jég és a karsztosodás kapcsolata

A karsztosodás hozzájárul a gleccserek kialakulásához. A gleccserek, valamint az általuk kialakított formák ugyanakkor hatnak a karsztosodásra. Egymásra hatásukban nyilvánvalóan a jég hatása a meghatározó. A karsztosodás hatása kisebb a jég kialakulására, vagy a glaciális erózióra.

1.2.1. A karsztosodás hatása a gleccserekre és a felszínformálásukra

Ismert, hogy a regionális hóhatárt a felszín tagoltsága és így a karsztos eredetű is módosítja. A tagoltabb felszínen a hóhatár alacsonyabban húzódik, mint kevésbé tagolt felszínen. A többszörösen összetett karsztos depressziókban különösen kedvezőek lehetnek a viszonyok a hó felhalmozódásához. A karszt zárt, meredek oldalú formáiban jelenleg is megmarad a hó, akár a nyár végéig is. A zárt depressziók oldallejtőinek hó lavinái a depresszió aljzatára kerülnek, ahol felhalmozódnak. A mély depressziók aljzatán a hó elolvadásának kisebb az esélye. A mészkő világos színe a felszín felmelegedésének a mértékét csökkenti, ami regionálisan ugyancsak a hóhatár alacsonyabbra helyeződését eredményezi. A zárt depressziókban a hó jéggé alakulásának is kedvezőek a feltételei.

A karsztos felszín befolyásolhatta a kialakuló gleccser típusát. A karsztos depressziók meghatározhatták a gleccserek helyét, mozgásuknak az irányát, a gleccsereknek a kiterjedését.

1.2.2. A jég hatása a karsztosodásra

FORD (1983, 1996) az alábbi gleccserhatásokat különíti el.

- Lecsiszolás, amikor a jég elsimítja a felszínt.
- Feltagolás, amikor a jég a hordozókőzetet részekre különíti.
- Feltöltődés, amikor a gleccser hordaléka a karsztos formákat feltölti.
- Beinjekciózás, amikor a moréna belenyomódik a karszt járataiba.
- A jég eredetű nem karsztos fedő védelme.
- A jég eredetű mészanyagú fedő védelme.
- Az olvadékvizek hatása a karsztra.
- Olvadékvíznek a karszt mélyére injekciózódása.

- Egyéb hatások közt említhetők a glaciálisokban elkezdődött omlások és amikor a meglévő formák újraképződnek.

Mi a gleccserek hatásait a karsztosodásra az alábbiakban látjuk.

Olvadékvíz keletkezik a gleccser felszínén, a gleccser pereménél, a gleccser alatt és a gleccser homlokánál. A nagy mennyiségű olvadékvíz miatt átalakul a karszt hidrológiája. Gleccser hiányában a karszton a beszivárgás diffúz, autogén jellegű. Gleccser jelenlétében, ahol olvadékvizek keletkeznek, a karsztba a vízbevezetés allogenetikus jellegű. A jég előtt és alatt kialakult kürtők, aknák víznyelőként működnek. A karsztvízszint lesüllyed (a száraz klíma miatt). A freatikus járatrendszer víztelenedik, a karsztvízszint fölé kerül. A járatrendszerbe bezúduló víz a járatrendszernek az áramlás irányába eső részét fejleszti, a járatrészeket összekapcsolja. A törmelék beszállítás miatt az eróziós hatás erősödik. Az olvadékvizek hatnak a felszíni karsztosodásra is. Így oldódással karrformákat hozhatnak létre, vagy olyan formákat alakítanak ki, amelyek karros formaként fejlődnek tovább.

A jég erózió növeli a karsztfelszín lefolyástalanságát. Részben úgy, hogy a meglévő zárt depressziókat, miután kitöltötte (CVIJIČ 1989, 1911, 1913) tovább mélyíti, másrészt úgy, hogy újabb zárt formákat hoz létre túlmélyítéssel. A gleccser olvadékvizei a karsztba áramolva ugyancsak növelik a lefolyástalanságot. Az olvadékvizek ugyancsak zárt depressziókat, mint karsztos eredetűeket (aknák), valamint nem karsztos eredetűeket (például evorziós üstök) hoznak létre. A lefolyástalanság növeli az üregképződés intenzitását. Ez utóbbi növekedéséhez hozzájárul a moréna (ill. a barlangfejlődés jellegének változásához). Ugyancsak a lefolyástalanságot okozhatják a végmorénák is. A lefolyástalanság növekedése erősíti a karsztos vízelvezetést. Mindez a karsztosodás intenzitásának növekedéséhez járul hozzá.

A gleccserek a preglaciális formák lejtőit meredekebbé formálják. A meredekebb lejtők tövében hó felhalmozódások nagyobb eséllyel jönnek létre (lavinák, szél), mint lankásabb lejtők tövében. A hó felhalmozódások meredek lejtők mentén nagyobb eséllyel maradhatnak meg (árnyékban vannak). A több hó lokálisan megnöveli a vízbeszivárgást (vízbefolyást) a karsztba. Az árnyék miatt a hó olvadása lassú. (Az oldódás időtartama így hosszabb, mint akkor, ha a hó gyorsabban elolvadna.) A meredekebb lejtők kedveznek a karrosodásnak. Más karsztformák létrejöttének viszont nem.

A gleccserek elszállították a nem karsztos fedőt. A jég üledéke a moréna viszont, ha csak nem halmozódott át, vízáteresztő. A gleccserek tevékenysége nyomán az allogén, vagy az ún. kevert típusú karsztok autogén karsztokká, a morénás térszínek fedett karsztokká (rejtett, vagy eltemetett karszt) alakultak.

A jég formálta felszínek aprólékosan feltagolódtak. Ez megnöveli a hó felhalmozódás, a vízelfolyás, a talaj és növényzet mintázatának a változékonyságát, ill. az átalakulását. Ezért a jég formálta felszín a karsztosodás szempontjából mozaikos. Egymás mellett eltérő intenzitású és eltérő jellegű karsztosodású foltok váltakozhatnak. A jégerózió jelentős vastagságú karsztos kőzetnek a lepusztulását is okozhatja. Ezáltal nő az esélye, hogy a karszt nem karsztos kőzetei felszínre bukkannak, ami ugyancsak víznyelők kialakulásának kedvez. Ez esetben az autogén karszt allogén karszttá alakul át. A kőzetlepusztulás miatt üregek nyílhatnak a felszínre.

A gleccserek nagy kiterjedésű, lesimított felszíneket hoztak létre (főleg réteglapokon). E felszínrészleteken, ha fedetlenek, a vízáramlásnak kedvezőek a feltételei. Ez a körülmény kedvez az áramlásos eredetű karrformák létrejöttének (VERESS 2010).

A báránysziklák lejtőin karrosodás történik. A báránysziklák mögött oldódásos medencék (madáritatók) képződnek (VERESS et al. 2006).

A jég erózió megváltoztatta a karsztos depressziókat. Egyrészt úgy, hogy a jég által átalakított depressziók a jég visszahúzódását követően elveszítik aktivitásukat. Az aktivitásukat vesztett depressziók, bár ismételten karsztosodhatnak, de nem a jégelborítás előtti módon: így azokban csak kisebb-nagyobb részletek karsztosodnak. Egyes depressziókban nem karsztos hatások kezdenek hatni (pl. fagyaprózódás), míg mások belsejében a felhalmozódás kerülhet túlsúlyba.

A zárt mélyedésekben (ezek lehetnek karsztos eredetűek, vagy sziklamedencék) víznyelők, oldódásos és fedett karsztos formák (szuffóziós-, lezökkenéses töbrök) alakulnak ki. A fedőnek a karsztba szállítása miatt fedőüledékes depressziók képződnek. E formák a fedőben jönnek létre akkor, ha annak anyaga a járatokon keresztül a karsztba szállítódik (VERESS 2009).

A jég a karsztformákat átalakítja. Az átalakulás során az eredeti forma részekre különül (pl. barlang), mélyül (pl. karsztos depresszió), részlegesen lecsonkolódik (pl. akna), teljesen lecsonkolódik (pl. karrforma), lejtői meredekebbé válnak (pl. óriás töbör), átalakul (az óriás töbörben sziklamedencék és báránysziklák képződnek). A karsztos depressziókban is végbemegy a felszín feltagolódása. Ez gyakran e formákban is réteglépcsők létrejöttét eredményezi.

A gleccsererózió lokális mélyedései (pl. gleccserkarcok) kedveznek a víz összefolyásának. E formák a karrosodás potenciális helyei lehetnek.

A moréna depressziókat tölthet, vagy boríthat el, üregeket fedhet el, ill. tölthet ki. A moréna összetétele, vastagsága, kiterjedése hathat a karsztosodásra. Ha a moréna túlzottan vastag vagy mészkőtörmelék anyagú, az azon átszivárgó vizek a fekün nem képesek oldást végezni (mészkőtörmelék esetén a víz telítődik). Ha oldás történik a fekün, a morénán szuffóziós és lezökkenéses töbrök képződnek. A moréna elvégződésénél – különösen, ha vízzáró – víznyelők alakulhatnak ki. A depressziókban a már említet moréna felhalmozódás miatt rejtett és eltemetett fedett karsztos térszínek képződnek. A moréna nagyobb tömbjei a karrosodásban játszanak szerepet. A kőtömb oldallejtőin falikarrok képződnek. A kőtömbök karrasztalokká fejlődnek, mögöttük egyirányú intenzív szél esetén oldódással maradványformák alakulhatnak ki (VERESS et al. 2006). A moréna anyaga hozzájárul az eróziós üregfejlődéshez.

2. A bemutatásra kerülő karsztos térszíntípusok

Akkor, ha a karsztfennsíkot nagyobb kiterjedésben borította el a jég (platógleccser), vagy a jég a töbrökből, uvalákból nem folyt ki a karsztterület egykori töbrei, uvalái részben lepusztulva, átalakítva ugyan, de megmaradtak. A karszton preglaciális töbrök és jelenleg képződő (posztglaciális) töbrök váltakozhatnak. Ez esetben a fennsíkon a gleccservölgyek nincsenek, vagy ha igen, azok száma és mérete nem számottevő. A preglaciális töbrökben báránysziklák és posztglaciális töbrök is előfordulhatnak (*1. kép*).

Akkor, ha a karszton gleccservölgyek jöttek létre, a teknővölgyek kétfélék lehetnek. A karszt teknővölgyeinek talpa tagolt lehet óriástöbrökkel, vagy uvalákkal, de ezek a karsztformák hiányozhatnak is. (Az óriás töbrök átmérője több 100 m-t is meghaladhatja.) A teknővölgyek szimmetrikus és aszimmetrikus keresztmetszetűek lehetnek. Előző esetben a völgy iránya hasonló, mint a kőzetrétegek dőlésiránya, utóbbi esetben attól eltérő (*1. ábra*). Az aszimmetrikus völgyeknek a rétegdőléssel ellentétes dőlésű völgyoldalai réteglépcsőkkel tagoltak (*2. kép*). A réteglépcsők rétegfejeinek dőlése attól függ, hogy a völgy antiklinálison (*1c*₁. *ábra*), vagy szinklinálisan képződött-e (*1c*₂. *ábra*).



kép: Paleodolina (Assiagoi-fennsík)
 Jelmagyarázat: 1. oldódásos, vagy szuffóziós dolina, 2. bárányszikla



2. kép: Réteglépcső (Hallstatt-gleccser jégmentes völgytalpa, a képen látható réteglépcső mintegy 20-30 éve vált jégmentessé a kép készítési időpontjához képest)
 Jelmagyarázat: 1. réteglap, 2. rétegfej, 3. mészkiválás, 4. moréna



1. ábra: Réteglépcsős és réteglapos teknővölgyek (VERESS 2012)

Jelmagyarázat: a. a gleccser dőlésirányú volt, b. a gleccser iránya a rétegek dőlésirányától eltért (mintegy 90°-kal), c1. a gleccser antiklinális területén alakult ki, c2. a gleccser szinklinális területén alakult ki, 1. réteglap, 2. rétegfej, 3. rétegfejes völgyoldal, 4. réteglapos völgyoldal, 5. meredek (sziklafalas) völgyoldal, 6. sziklamedence, karsztos depresszió, 7. rétegfejes völgytalp, 8. rétegek, 9. rétegdőlés iránya, 10. gleccser, 11. gleccser mozgásának iránya



 2. ábra: Geomorfológiai térkép a Totes Gebirge egy részletéről (készült a Totes Gebirge turistatérképének felhasználásával, VERESS 2012)

Jelmagyarázat: 1. kárvölgy, 2. fennsíki teknővölgy, 3. fennsíkrészek közti idősebb teknővölgy, 4. fennsíkrészek közti fiatalabb teknővölgy, 5. kárcsúcs, 6. sziklamedence, 7. lépcső, 8. báránysziklás térszín, 9. moréna, 10. jég mozgásának az iránya, 11. gleccser bifukáció, 12. a teknővölgy legmélyebb tengelye (helye jelzi a völgy aszimmetriáját), 13. réteglapos lankás teknővölgy oldal, 14. interglaciális oldódásos óriás töbör, 15. posztglaciális oldódásos töbör, 16. szuffóziós töbör, 17. víznyelő, 18. törmelék, 19. folyóvölgy, 20. vízfolyás, 21. tó, 22. turistaház

Az óriás töbrökkel tagolt gleccservölgy kialakulhatott egy már létező töbörsorban (preglaciális karsztosodású gleccservölgy), vagy az óriás töbrök alakultak ki valamelyik interglaciálisban (interglaciális karsztosodási gleccservölgy). Az interglaciális karsztosodású gleccservölgy jellemzői az alábbiak:

- A teknővölgy iránya megegyezik a hordozó térszín dőlésirányával.

- A völgy oldalnézetben meredek, felülnézetben egyenes peremű. A töbrök és uvalák nem különülnek el a völgy lejtőjétől. A töbröknél a völgytalp keskeny sávja megőrződött (*3. kép*).

Interglaciális karsztosodású gleccservölgyek jellemzőek a Totes-Gebirgében (2. ábra).

A preglaciális karsztosodású gleccservölgy preglaciális töbrök mentén képződött (4. kép). Ez történhetett úgy, hogy jég alakult ki egyidejűleg mindazon töbörben, amelyek ma a völgyet képezik, vagy úgy, hogy a legmagasabb helyzetű töbör volt a hógyűjtő. Az ilyen gleccservölgyek jellemzői az alábbiak:

- A gleccservölgy irányát a preglaciális töbörsorok iránya határozta meg.

- A töbrök és a gleccservölgy nem különülnek el egymástól, a völgy pereme íves lefutású, a töbrök egymáshoz közeli helyzetűek. Közöttük nincs sík völgytalp, hanem csak keskeny, lekerekített küszöb.



3. kép: Interglaciális óriás töbör (Totes Gebirge)

Jelmagyarázat: 1. interglaciális óriás töbör, 2. gleccservölgy talpának maradványa, 3. szuffóziós töbör



 4. kép: Preglaciális oldódásos óriás töbrök (Durmitor-hegység, Lokvice-völgy alsó része)
 Jelmagyarázat: 1. preglaciális óriás töbör, 2. küszöb, 3. törmelék kúp, törmeléklejtő, 4. teknővölgy, 5. a hegységet övező alacsonyabb, morénával fedett felszín

A karszton a teknővölgyek kifejlődhetnek kárvölgyek nélkül is. Kárvölgyek azonban előfordulhatnak a teknővölgyek peremén, de szigetkárként is kifejlődhetnek. Megjegyzendő azonban a kárvölgyek nem mindig karsztformákból alakultak ki.

3. Néhány felszíntípus karsztosodása

A felszíntípusok karsztosodását a glaciális formák alaktani jellemzői, méretük, magasságuk, feltöltöttségük mértéke határozta meg. Alább néhány felszín típus karsztosodását tekintjük át.

3.1. Kárvölgy karsztosodása (I. táblázat)

A kárvölgyek gyakran a nagyobb és mélyebb völgyek felett függnek. Ez utóbbiakhoz kapcsolódhatnak közvetlenül, vagy rövidebb függő gleccservölgyekkel. A magasabb kárvölgyekben számottevő hó halmozódhat fel, vagy az egykori gleccserek jegének maradványai lelhetők fel területükön. A hó és jég a talpukon tartós oldást tesz lehetővé. A kárvölgyek vizeiből csak nagyon kevés folyhat le a felszínen. A víz döntő többsége a karsztba jut. A kárvölgyek talpán az állandó vizű tavak is ritkák.



5. kép: A Miljecni do (Durmitor) hullámosra csiszolt aljzata: a növényzettel fedett zöldszínű rétegek homokkő, míg a világos színűek mészkő rétegek rétegfejei, a háttérben egy fekvő redőnek a gyökérzónája, amely hegyet képez (Tarka Övek hegye), a mélyedésekben a kétféle réteg határán karsztos formák alakultak ki



6. kép: Karsztos formákkal tagolt kárvölgy (a Trigláv alatti kárvölgy) Jelmagyarázat: 1. törmelékkúp, 2. óriás hasadék, 3. akna, 4. szuffóziós töbör, 5. moréna

I. táblázat: Karsztosodás a jég által kialakított formákon (VERESS 2012)

gleccser által	karsztosodás jelle-	karsztforma	A karsztforma	helye, kör-		
létrehozott	ge		kialakulásának	nyezete		
forma			kezdete			
gleccser karc	a felszín oldódása	maradványforma	würm után	csupasz felszí-		
	(fedetlen)	(bálnahát)		nen		
	fedetlen karrosodás	vízáramlásos ere-	würm után	csupasz felszí-		
		detű formák		nen		
		(rinnenkarr,				
		hasadékkarr)				
	fedett karrosodás	szivárgásos eredetű	würm után	talaj alatt,		
		formák		törmelék alatt		
		(hasadékkarr)				
réteglépcső	fedetlen karrosodás	falikarr,		réteglépcső		
		réteghézagkarr	würm után	rétegfejein		
		rinnenkarr,	würm után	10º-nál na-		
		rillenkarr		gyobb dőlésű		
				réteglapon		
		meanderkarr,	würm után	10°-nál kisebb		
		karrbarlang		dőlésű réteg-		
				lapon		
	vertikális karszto-	kürtő, akna, akna-	würm után	réteglépcső		
	sodás	dolina, óriás hasa-		tövénél		
		dék				
kereszt és hosz-	 karrosodás 	• falikarrok,	würm után			
szanti lépcsők,	 víznyelőképződés 	 víznyelő, vak- 				
denudációs lép-		völgy				
csők (karsztos és						
nem karsztos						
kőzethatárán)						
bárányszikla	fedetlen karsztoso-	Karrok (1), zsom-	würm után	oldallejtőn (1),		
	das	bolyok (2)		teton (2)		
	tedett karsztosodás	szuttóziós- és	würm után			
	(rejtett)	lezőkkenéses töb-				
		rok		1.1.1.0		
sziklamedence	fedett (reitett) karsz-	szuttóziós-(1),	(1)(2)(3)	a belsejében		

gleccser által létrebozott	karsztosodás jelle-	karsztforma	A karsztforma kialakulásának	helye, kör- nyezete
forma	ge		kezdete	nyezete
	tosodás	lezökkenéses töbör (2) fedőüledékes dep- resszió (3)	würm után	(1) (2)teljes területén(3)
	fedett (eltemetett) karsztosodás	víznyelő (1), fedő- üledékes depresz- szió (2)	(1) (2) würm után	a belsejében (1) teljes területén (2)
kárvölgy	fedetlen karsztoso- dás	karrok (1), aknák (2), óriás hasadé- kok (3), aknadoli- nák (4)	(1) vürm után (2) (3) (4) würm előtt, alatt és után	bárhol (1) (2) a talpán (3) (4)
	fedett (rejtett) karsz- tosodás	szuffóziós(1), lezökkenéses töb- rök(2), fedőüledé- kes depressziók (3)	(1) (2) (3) würm után	talpán
teknővölgy	fedetlen karsztoso- dás	karrok (1), aknado- lina (2), akna (3), óriás hasadék (4), oldódásos töbör (5), óriás oldódásos öbör (6)	 (1) (5) würm után (2) (3) (4) würm előtt, alatt és után, (6) würm előtt, vagy a pleisztocén előtt 	bárhol (1) (3), talpon (2) (4) (5) (6)
	fedett (rejtett) karsz- tosodás	szuffóziós (1), lezökkenéses töbör (2), fedőüledékes depresszió (3), óriás oldódásos töbör (4)	 (1) (2) (3) würm után (4) würm előtt vagy a pliesztocén előtt 	talpon
	fedett (eltemetett) karsztosodás	víznyelő (1), fedő- üledékes depresz- szió (2), óriás oldódásos töbör (3)	(1) (2) würm után(3) würm előttvagy a pleisztocénelőtt	talpon
kőtömbök (mo- réna)	felszín leoldódása	karrasztal, karrtanúhegy (?)	würm után	

A cirkuszvölgyekben a hó, hófoltok formájában még a nyári hónapokban is jelen lehet. A hófoltok megmaradásának kedveznek a karsztos formák. A lassan olvadó hó hosszú idejű oldódást eredményez. A magasabb helyzetű kárvölgyekben a növényzet hiánya miatt a talaj alatti oldódás hiányzik. Az egyre alacsonyabb kárvölgyekben azonban már nem, mivel a talajfoltok és a törpefenyőfoltok is egyre elterjedtebbek.

A kárvölgyek belseje lehet a jég által hullámosra csiszolt (5. kép), morénahalmokkal, báránysziklákkal, sziklamedencékkel és karsztos formákkal (6. kép) tagolt.

A kárvölgyekben a moréna egyenletes vastagságú vagy kupacos kifejlődésű. A kárvölgyek oldallejtőin folyamatosan termelődik a törmelék, amely a határoló lejtők tövénél törmelékkúpokat képez (5. *kép*). A törmelékképződés különösen a magasabb helyzetű kárvölgyekben jelentős.

A kárvölgyek talpán óriási hasadékok, aknák, aknadolinák, báránysziklák fordulnak elő (6. kép). A hasadékok és az aknák a karsztba továbbítják a morénát és a törmeléket. A törmeléken gyakoriak a szuffóziós töbrök. Ezek ott jönnek létre, ahol a fedő törmelék anyaga nagyobb mennyiségben jut a hasadékokba és aknákba. A kárvölgyekben nincsenek tipikus víznyelők. Az olvadékvizek a hasadékokon és aknákon keresztül jutnak a karsztba.

A kárvölgyek karrosodása igen nagy különbségeket mutat. Azokban a kárvölgyekben, amelyekben a moréna, vagy a fagyaprózódásos törmelék (vagy az omlások) nagy területeket fed el a karrok kisebb kiterjedésben fordulnak elő. (A szuffóziós töbrök elterjedési területe viszont nagyobb lehet.) A kárvölgyek oldalában főleg falikarrok fordulnak elő. Az alacsonyabb kárvölgyek talpa gyakran két szintre különül. A felső szintet képviselik a báránysziklák, az alsóbb szintet a báránysziklák közti térszín. A báránysziklák oldallejtőin főleg rinnenkarrok, míg az alacsonyabb térszíneken főleg hasadékkarrok a jellegzetesek.

A kárvölgyek oldallejtői az oldódás, a fagyaprózódás, a tömegmozgások miatt hátrálnak, illetve lankásodnak. Talpuk a karrosodás hatására elegyengetődik (a báránysziklák alacsonyodnak), míg más oldódási folyamatok hatására feltagolódnak (aknák és óriás hasadékok képződnek). Különösen a magasabb helyzetű kárvölgyek talpán növekszik a tagoltság és nőnek a magasságkülönbségek. A kárvölgy talpán végbemenő karsztba irányuló üledékszállítás során fedőüledékes depressziók képződnek. Előfordulhat, hogy a fedőüledékes depresszió a kárvölgynek csak egy részletén alakul ki, míg másokban a kárvölgy talp egésze azzá fejlődik.

3.2. A teknővölgyek karsztosodása (I. táblázat)

Alább elsősorban a sziklamedencés és óriás töbrös teknővölgyek karsztosodását jellemezzük.



3. ábra: Egy alpi gleccservölgy karsztformái (Veress 2010)

Jelmagyarázat: 1. paleodolina, 2. aszimmetrikus paleodolina, 3. paleouvala, 4. részben feltöltött paleodolina, 5. oldásos dolina, 6. aszimmetrikus oldásos dolina, 7. aknatöbör, 8. szuffóziós dolina, 9. szuffóziós uvala, 10. óriás hasadék, 11. aknarendszer, 12. járat, kürtő, aknarendszer metszetben, 13. víznyelő, 14. rétegfej karszt, 15. szuffóziós dolina árka, 16. kovabetelepülés mészkőben, 17. nem karsztos kőzetből képződött törmelékkúp, 18. szírt (fennsík), 19. lepusztult takarórész, 20. kárvölgy területe, 21. glaciális teknővölgy, 22. vásott szikla, 23. tófal, 24. kárgerinc, 25. kárcsúcs, 26. folyóvölgy, 27. körperemes kőfülke, 28. garat, 29. garmada, 30. kőlavina pályája, 31. törmelékkúp, 32. folyó, 33. mészkő, 34. idősebb metamorf aljzat, 35. moréna, 36. tömegmozgások törmelék anyaga, 37. törés

A teknővölgyek karsztosodása övezetes és összetett folyamat (*3. ábra*). Övezetes, mert a teknővölgyek felső része a növénytelen övbe nyúlhat, középső részük a törpefenyőövbe, míg alsó részük már a fenyőövben, sőt a lomberdő övébe helyezkedhet el. Összetett folyamat, mert a jég formakincse nem csak karsztosodással, hanem periglaciális, esetleg folyóvízi folyamatokkal pusztul, ill. ezek a folyamatok felhalmozódásos formákat is létrehoznak. A völgyek talpán az idős, a törmelékkel borított óriás töbrökben szuffóziós töbrök, fedőüledékes depressziók, víznyelők vannak vagy képződnek. A fedőüle

dékkel nem borított töbrökben oldódásos töbrök és aknák fejlődnek. Az oldódásos töbrök lejtői karrosodnak, de karrosodhatnak az alacsonyabb helyzetű talajjal fedettek is (talaj alatti oldódás). Az óriás töbrökön kívül eső magasabb talprészleteken (növénytelen öv) aknadolinák, óriás hasadékok formálódnak. A talpakon és a völgyoldalakban a réteglépcsős és réteglapos térszíneken aknadolinák, aknák, óriás hasadékok is előfordulnak, de legfőképpen karrosodás történik. A teknővölgyet tagoló sziklamedencékben, ha fedetlenek, oldódásos töbrök, ha fedettek, szuffóziós töbrök, víznyelők fordulhatnak elő. A sziklamedencék alatt eróziós barlangképződés is végbemehet. A különböző korú karsztformákkal tagolt teknővölgyek karsztosodását a *4. ábrán*, a völgytalpi üledékek elszállításának típusait az *5. ábrán* mutatjuk be.



4. ábra: Teknővölgy karsztosodása

Jelmagyarázat: a. preglaciális karsztosodás esetén, b. interglaciális karsztosodás esetén, c. posztglaciális karsztosodás esetén

A gleccservölgyek alsó, alacsonyabb völgytalpain számos réteglépcső tárul fel. Ezáltal réteglépcsőkarszt alakul ki. A réteglépcsőkarrok karrosodását a *6b, 6c ábrán* mutatjuk be.

A gleccservölgyoldalak nem réteglépcsős felszínein, ahol a kőzet pusztulása üregesedés által történik a már kialakult felületek nagymértékben megőrződnek (5*d. ábra*). A réteglap részletek azonban nagyméretű hasadékok között kisebb, önállóan karrosodó térszínrészletre különülhetnek el (5*e. ábra*). A magasabb völgytalpak réteglépcső karsztjainak réteglapjain mind felületi lepusztulás (vályúkarrhasadék karregyütteseknél), mind üregesedés (vályú-kürtő karregyütteseknél) végbemehet (5*c. d. ábra*). A réteglapok végeinél kifejlődő kürtő-karrhasadék karregyüttesek növekedésével e térszínek rövidülnek is.



5. ábra: Gleccservölgy karsztos formái és anyagforgalma

Jelmagyarázat: 1. kárcsúcs, 2. kárvölgy, 3. gleccservölgy, 4. depresszió a fedőüledékben, 5. törmelékkúp, 6. szuffóziós töbör, 7. aknadolina, 8. óriás töbör, 9. akna, 10. sziklamedence, 11. bárányszikla, 12. víznyelő, 13. vízzáró, 14. moréna, 15. fagyaprózódások és tömegmozgások törmeléke, 16. áthalmozott moréna, mállási maradék, felaprózódott nem karsztos kőzet (vízzáró), 17. tömegmozgás, 18. vízi szállítás, 19. oldatban szállítás, 20. mélybeni anyagszállítás



6. ábra: Réteglépcsők és réteglapok karros pusztulása (VERESS 2010)
Jelmagyarázat: 1. réteglap, 2. rétegtest karros eredetű feldarabolódásával kialakult kötömbök, 3. lépcsőtest homloklejtője, 4. lépcsőtest réteglapos lejtője, 5. kürtő-karrhasadék karregyüttes, 6. óriáshasadék, 7. karros eredetű küszöb, 8. karros eredetű járatok és üregek (karrbarlangok), 9. komplex eredetű (glaciális és karros) réteglapos felszín, 10. karrosodás során elpusztult rétegtest részlet, 11. eredeti felszín, 12. sziklamedence, vagy paleodolina, a. glaciális völgy keresztmetszetben, b. egységes (felületi) lepusztulás a szomszédos réteglapokon, c. ugyanazon réteglapon belüli lokalizált felületi lepusztulás, d üregesedés, e. váltakozó felületi és rétegtest lepusztulás

A fenti folyamatok eredményeként a teknővölgy oldalai egyre meredekebbé formálódhatnak. Ez növeli az esélyét annak, hogy a jövőben a tömegmozgások intenzítása nő és a lejtők törmelékbe temetkezzenek. A völgytalpakon a paleokarsztos formakincs kitakaródik a glaciális formakincs átalakul. A völgytalp még fokozottabban részekre különül. Az egyes formák és így a völgytalpak is mélyülnek az oldódás hatására, ill. a törmeléknek a karsztba szállítása által.

3.3. Töbrös-uvalás felszín karsztosodása (I. táblázat)

A karsztfennsíkot platógleccser fedte el. Ezáltal a fennsík preglaciális óriás töbreit és óriás uvaláit is kitöltötte a jég. E típusra példa a Dachstein-fennsík ma jégmentes felszíne. Az óriás töbrök közti gerincek a jég mozgása miatt lekerekítódtek, az óriás töbrökben moréna felhalmozódás történt. Az óriástöbrök jelentős lepusztulásuk ellenére is igen mélyek. Közöttük egyenetlen magaslatokkal (báránysziklák) tagolt felszín alakult ki. A Dachstein-fennsík jelentős része nagy kiterjedésű, lefolyástalan összetett rendszer. Amely részben vagy teljes mértékben lehet karsztos, vagy glaciális eredetű. A Dachstein fennsíkjának D-i peremén néhány kisebb mélységű völgy is előfordul. Itt a fennsíkot küszöb zárja le, amely jég által legömbölyített. A küszöb helyenként – ahol a platógleccserből gleccsernyelvek ágaztak ki – alacsonyabb. A platón a részben feltöltött óriás töbrök, uvalák belsejében fedőüledékes depressziók fejlődhettek ki. Ezen formák aljzatán, vagy ezektől függetlenül jellegzetesek a szuffóziós töbrök. A fedőüledékmentes töbör lejtőkön, a küszöbökön a töbrök közti felszíneken oldódásos töbrök és karrok fordulnak elő (7. *ábra*).



7. ábra: Paleotöbrös és paleouvalás térszín karsztos fejlődése

Jelmagyarázat: 1. vízzáró fedő, 2. vízáteresztő fedő, 3. áthalmozott törmelék, 4. üledék áthalmozódás, I. eltemetett, kitöltött állapot, II. kitakaródás kezdete, mélységi anyagelszállítással, III. további kitakaródás, ill. feltöltődés (jelenlegi állapot)

Előfordulhat, hogy a fennsík töbreit, uvaláit kitöltő jég a depresszióktól nem lépett ki, és talán az összes depresszióban nem is fejlődött ki. Ekkor csak azok a töbrök alakulnak át (oldallejtőik meredekebbé formálódtak), amelyekben jégkitöltés alakult ki. A töbrök közti válaszfalak nem pusztultak alacsonyabbra és nem kerekítődtek le. Ma az ilyen platókon különböző mértékben átalakított töbrök váltakoznak az egyáltalán nem átalakult töbrökkel. Ez utóbbiak jelenleg is aktívak. A Biokovóhegységben valószínűsíthető ilyen típusú eljegesedés (TELBISZ 2005).

4. Következtetések

Elsősorban a völgyi gleccserek felszínformálását irányították a karsztos depressziók. A jelenlegi karsztos formakincs helyét, típusát, sűrűségét meghatározta, irányította a glaciális, ill. a glaciális-paleokarsztos formakincs.

A glaciáció miatt különböző karsztos felszíntípusok különíthetők el. Ezek a következők: bárányszikás felszín, sík felszín, töbrös-uvalás felszín, különböző teknővölgyek, kárvölgyes felszín, kárgerinces felszín. A magashegységek karsztosodása felszíntípus specifikus.

Készült a TÁMOP 4.2.1/B-09/1/KONV-2010-0006 pályázat támogatásával.

Irodalom

- Audra, PH., Bini, A., Gabrovšek, F., Häuselmann, Ph., Hobléa, F., Jeannin, P-Y., Kunaver, J., Monbaron, M., Sušteršič, F., Tognini, P., Trimmel, H., Wildberger, A. 2006. Cave genesis int he Alps between the Miocene and today: a review. Zeits. f. Geomorph. N. F. 50. (2) pp. 153-176.
- Cvijič, J. 1899. Glacial and morphological studies of the mountains in Bosnia, Herzegovina and Monte Negro (in Serbian). Glas Srpske Kraljevske Akademije Nauka, Belgrade. LVII, 196. p.
- Cvijič, J. 1911. Base for the geography and geology of Macedonia and Old Serbia (in Serbian). Posebno izdanje Srpske Kraljevske Akademije Nauka, Belgrade III. pp. 1074-1094.
- Cvijič, J. 1913. The ice age in the Prokletije and surrounding mountains (in Serbian). Glas Srpske Kraljevske Akademije Nauka, Belgrade. XCI, 149. p.
- Ford, D. C. 1983. Effects of glaciations upon karst aquifers in Canada. Journal of Hidrology, 61 pp. 149-158.
- Ford, D. C. 1996. Karst in a cold climate. In.: S.B.Mc Cann and D. C. Ford (eds): Geomorphology sans Frontières, John Wiley and Sons, Chichester pp. 153-179.
- Hughes, P. D., Woodward, J. C., Calsteren van P. C., Thomas, L. E., Adamson, K. R. 2010. Pleistocene ice caps on the coastal mountains of the Adriatic Sea. Quaternary Science Reviews 29 (27-28) pp. 3690-3708.
- Kunaver, J. 2009. The nature of limestone pavements in the central part of the southern Kanin plateau (Kaninski podi) Western Julian Alps. In: A. Ginés, M. Knez, T. Slabe, W. Dreybrodt (eds): Karst Rock Features Karren Sculpturing pp. 299-312 Postojna-Ljubljana 561 p.
- Maire, R. 1990. La haute montagne calcaire. Karstologia-Mémoires 3 La Ravoire, 731 p.
- Marovic, M., Markovic M. 1972. Glacial morphology of the Durmitor Mt. wider area (in Serbian). Geoloski anali Balkanskog poluostrva, Belgrade XXXVII pp. 37-48.
- Menkovic, Lj., Markovic, M., Cupkovic, T., Pavlovic, R., Trivic, B., Banjac, N. 2004. Glacial morphology of Serbia, with comments ont he Pleistocene Glaciation of Monte Negro, Macedonia and Albania. Quaternary Glaciations: Extent and Chronology. Part 1: Europe (eds.): Ehlers, J., Gibbard, P. L., Elsevier B. V. pp. 379-384.
- Monbaron, M., Wildberger, A. 2009. The karrenfields of the Muota valley: type localities of the main karren types after the nomenclature by Alfred Bögli. In: Gines, A., Knez, M., Slabe, T., Dreybrodt, W. (eds.): Karst Rock Features. Karren Sculpturing pp. 291-298, Postojna-Ljubljana 561 p.
- Sauro, U. 2009. Glaciokarst landforms of the lower Adige and Sarca valleys. In: Gines, A.-Kner, M.-Slabe, T.-Dreybrodt, W. (eds.): Karst Rock Features Karren Sculpturing pp. 323-328, Postojna-Ljubljana 561 p.
- Telbisz T. 2005. A Horvátországi Biokovo-hegység karsztmorfológiai jellemzése terepi megfigyelések és digitális domborzatelemzés alapján. Karsztfejlődés X. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 229-243.
- Veress M. 2009. Investigation of covered karst form development using geophysical measurements. Zeits. F. Geomorph. 53. (4). pp. 469-486.
- Veress M. 2010. Karst Environments Karren Formation in High Mountain. Springer, Dondrecht, Heidelberg, London, New York 230 p.
- Veress M. 2012. Glacial erosion and karst evolution (Karren formation on the surfaces formed by glaciers) Nova Science Publishers (in press)
- Veress, M., Szunyogh, G., Zentai, Z., Tóth, G., Czöpek, I. 2006. The effect of the wind on karren formation on the Island of Diego de Almagro (Chile). Zeits. f. Geomorph., 50. (4) pp. 425-445.

Talajok szervesanyag-tartalmának mennyiségi meghatározása (analitikai eljárások összehasonlító elemzése)

ZBORAY NÓRA^{*1} – SZALAI ZOLTÁN^{1,2}

¹ELTE TTK FFI, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C, ²MTA FKI CsFK FTI 1112 Budapest Budaörsi út 45. *nora.zboray@gmail.com

Absztrakt

Talajok szervesanyag-tartalmának mérése sokféle módszerrel lehetséges, ezek mind magát az eljárást, mind a kapott eredményt tekintve eltérhetnek. A Magyarországon legelterjedtebb négy kvantitatív szervesanyag-mérési módszert hasonlítottuk össze hat talajmintán. Az összehasonlítás során célunk volt a különböző eljárásokat befolyásoló környezeti tényezők zavaró hatásainak azonosítása.

1. Bevezető

A talaj szervesanyag-tartalom mérésére többféle módszer létezik. Ezek egymástól jelentősen különbözhetnek, földrajzi régiónként esetleg tudományos iskolánként más-más eljárásokat preferálnak. Egy kultúrkörön belül is több eljárás lehet használatban, aminek egyik lehetséges oka az, hogy egyik módszer sem tökéletes, eredményességük nagyban függ a talaj fizikai (agyag frakció aránya) és kémiai tulajdonságaitól (karbonát-, klorid-tartalom, kétértékű vegyértékváltó fémek jelenléte stb...) [PANSU és GAUTHEYROU 2006].

Hazánkban a legelterjedtebb kvantitatív meghatározási módszerek a magas hőmérsékletű izzításon, ill. a krómsavas oldatokkal illetve bikromáttal történő oxidáción alapulnak, de az utóbbi években a nondiszperzív infravörös spektroszkópia is terjedőben van. Az izzításon alapuló eljárások elsősorban a magasabb szerves anyag tartalmú anyagok vizsgálatánál terjedtek el, de azokat a vizsgálandó anyag magas karbonát- és agyagtartalma zavarhatja. A legtöbb ásványi talaj esetében a mezőgazdasági talajvizsgálatoknál is (MSZ-08-0206-2:1978) használatos krómsavas módszereket használják. Ezeknél a talaj klorid-tartalma és a kétértékű vegyértékváltó fémek jelenléte okozhat problémát. A zavaró hatások következtében általában a valóságosnál nagyobb szervesanyag-tartalmat mérünk (HARGITAI, 1988, PANSU és GAUTHEYROU 2006).

Az összehasonlítás során a különböző eljárásokat befolyásoló környezeti tényezők zavaró hatásainak azonosítása volt a célunk.

2. Anyag és módszer

A vizsgálatokhoz jellemző magyarországi talajok A-szintjeit, egy útburkolattól 10 cm-es távolságban gyűjtött talajszerű anyagot (0-2 cm) és egy podzolos barna erdőtalaj szelvényét használtam.

Talajminták

- Bonyhádot Bátaszékkel összekötő főút úttestétől 10 cm távolságra gyűjtött, talajszerű anyag 0-2 cm
- vörösagyagos rendzina az Aggteleki Karszt területéről A-szint, 0-20 cm (Aggtelek Sárga Út)
- karbonátos humuszos homok A-szint 0-20 cm (Ceglédbercel)
- agyagbemosódásos barna erdőtalaj A-szint (Csóványos, Börzsöny)
- mészlepedékes csernozjom A-szint (Martonvásár)
- podzolos barna erdőtalaj A1, A2, B, BC szintjei
- kontroll minták: Ramann-féle barna erdőtalaj C-szintje (lösz) és podzolos barna erdőtalaj Cszintje (Sopron, Lővérek)

Módszerek

A szerves anyagok mennyiségi mérését a Tyurin-féle módszerrel, kolorimetriás módszerrel, izzítási veszteség módszerével (HARGITAI, 1988) és non-diszperzív infravörös spektroszkópiával végeztük. A szerves anyag kvalitatív elemzéséhez (fulvo- és huminsavak aránya) a Hargitai-féle módszert alkalmaztam (HARGITAI, 1988). A szervesanyag-mérő módszerek eredményét jelentősen befolyásolhatják a talaj fizikai (szemcseösszetétel) és kémiai tulajdonságai (karbonát-, klorid-tartalom, kétértékű vegyértékváltó fémek jelenléte stb) [PANSU és GAUTHEYROU 2006]. A mért szervesanyag-tartalom és a talajtulajdonságok kapcsolatának feltérképezésére a minták szemcseösszetételét, pH-ját, karbonát-tartalmát és higroszkóposságát vizsgáltuk.

A szemcseösszetételt lézerdiffrakciós elv alapján Fritsch Analysette Microtech 22 készülékkel határoztuk meg. A talajok kémhatását elektrometriás elven, a karbonát-tartalmat Scheibler-féle kalciméterrel határoztuk meg (BUZÁS et al., 1988). A talaj egyensúlyi nedvességállapotát (BELLÉR és HAJDÚ 1988) alapján határoztuk meg.

Minden mérést háromszoros ismétléssel, párhuzamosan végeztünk. Az adatfeldolgozás MS Excel segítségével történt.

3. Eredmények

A párhuzamos mérések átlagait az *1. táblázat* és az *2. ábra* mutatja. A két vizsgált C szintre kapott eredményeket az *1. ábra* szemlélteti.



ábra: A podzolos barna erdőtalaj (POBET) C-szintjének (leukofillit) és a Ramann-féle barna erdőtalaj Cszintjének (lösz) eredményei



2. ábra: A mérések eredményei az összes talajmintára. POBET = Podzolos barna erdőtalaj, ABET = agyagbemosódásos barna erdőtalaj, SOM = talaj szerves anyagai

Minta	Tyurin SOM	Kolorimetriás SOM	Izzításos SOM	NDIR SOM	Hargitai-féle humuszminőség	Agyag	Karbonát	hy	$pH_{d\nu}$	рН _{ксі}
POBET A ₁	9,18	7,00	12,75	8,30	0,4704	7,93	0,00	1,16	3,91	2,98
rendzina	6,96	7,45	13,53	14,86	0,3248	15,60	0,43	3,18	7,13	6,11
csernozjom	4,28	4,30	5,68	2,87	4,2617	12,80	5,59	2,01	8,23	7,14
talajszerű anyag	4,06	5,41	3,09	8,72	0,3665	7,00	8,89	1,05	8,34	7,51
humuszos homok	3,88	4,49	3,25	2,61	1,8568	6,70	5,12	1,33	8,23	7,58
POBET A2	2,09	2,25	4,61	1,54	0,7739	6,40	0,00	3,84	4,23	3,55
ABET	1,54	1,55	4,04	4,11	0,1313	19,40	0,43	1,43	6,67	4,52
POBET B szint	0,57	0,25	3,18	0,23	0,0801	5,66	0,00	2,70	4,70	3,65
C szint (lösz)	0,45	0,00	0,05	0,00	0,5662	12,60	12,33	1,18	9,07	7,53
POBET BC szint	0,29	0,25	2,23	0,12	0,7027	2,55	0,00	2,00	4,79	3,50
C szint (leukofillit)	0,13	0,00	1,42	0,08	0,8603	1,07	0,00	1,33	3,51	3,52

1. táblázat: Mérési eredmények (három párhuzamos mérés átlagai)

4. Következtetések

A négy vizsgált kvantitatív szervesanyag-mérő módszer eredményei az összehasonlítások során erősen szórtak (2. *ábra*). A talajtulajdonságok függvényében kell tehát megválasztanunk a vizsgálati eljárást is. Az izzítási veszteség és NDIR módszer nagyobb bizonytalanságot hordoz magában, mint a Tyurin-féle és kolorimetriás módszer, és magas anyagásvány-tartalmú talajoknál a termikus módszerek konzekvensen magasabb eredményeket adnak.

A löszre kapott eredmények alapján megállapítható, hogy a Tyurin-féle módszer és az izzítási veszteség módszere adja a legnagyobb hibát (*I. ábra*). A Tyurin-módszer esetében az agyagásványokból feltáródó kétértékű, vegyértékváltó fémek okozzák a szervesanyag-többletet (MADARÁSZ et al. 2003, NEMECZ 1973), míg az izzítási veszteségnél a szmektitek, kaolinit, illit, klorit és goethit termikus bomlásával kell számolnunk az alkalmazott hőmérsékleten (700°C) (NÉMETH és SIPOS 2006). A podzolos barna erdőtalaj alapkőzete leukofillit volt, aminek csillám és klorit tartalma szervesanyag-tartalomként jelentkezett a mérésekben. A Ramann-féle barna erdőtalaj esetében a magas agyagtartalom (12,6%) lehet felelős a valósnál magasabb szervesanyag-tartalomért. A kolorimetriás módszer alacsony hatékonyságának következtében (a nehezen oxidálható humuszformák feltárására nem alkalmas) egyik C szintből vett mintában sem mutatott ki szervesanyag-tartalamt (*I. ábra*).



3. ábra: A vizsgált minták egyes módszerekkel mért szervesanyag-tartalmának összefüggése az agyagtartalommal. Egyértelmű trendek nem rajzolhatók ki, a mintaszám növelése szükséges.



4. ábra: A vizsgált minták egyes módszerekkel mért szervesanyag-tartalmának összefüggése a higroszkópossággal (hy). Egyértelmű trendek itt sem rajzolhatók ki, a mintaszám emelése szükséges.

Talajminta	Humuszstabilitási szám			
Agyagbemosódásos barna erdőtalaj	0,13			
Vörösagyagos rendzina	0,32			
Talajszerű anyag	0,37			
Podzolos barna erdőtalaj	0,47			
Humuszos homok	1,86			
Csernozjom	4,26			

2. táblázat: A minták Hargitai-féle humuszminőség vizsgálattal megállapított humuszstabilitási számai.

Az egyes szervesanyag-mérő módszereket összehasonlítva csak a Tyurin-féle és kolorimetriás mérés között mutatkozott összefüggés (r^2 =0,8). A többi esetben a kapott eredmények nem korreláltak. Ennek oka az egyes módszereket befolyásoló tényezők különbözőségében keresendő.

A szervesanyag-tartalom és agyagtartalom közötti a szakirodalom szerint van összefüggés, de méréseink ezt egyelőre nem igazolták (3. ábra).

A szervesanyag-tartalom higroszkóposságtól való függése sem egyértelmű (4. ábra).

A humuszanyagok minősége sem mutatott összefüggést a kvantitatív vizsgálatokkal ilyen elemszám mellett.

A konkrét összefüggések feltárásához tehát további vizsgálatok szükségesek.

Köszönetnyilvánítás

A munka a TÁMOP 4.2.1/B-09/1/KMR-2010-0003 és az OTKA 100180 projektek támogatásával valósult meg.

Irodalomjegyzék

Pansu M., Gautheyrou J. 2006. Handbook of Soil Analysis. Springer; pp. 327-370.

- Hargitai L. 1988. A talaj szerves anyagának meghatározása és jellemzése. in Buzás István (szerk.): Talaj- és agrokémiai vizsgálati módszerkönyv II. kötet, Mezőgazdasági Kiadó, Budapest; pp. 151-172.
- Buzás I., Murányi A., Rédly L.-né 1988. A talaj kémhatásának vizsgálata, in Buzás István (szerk.): Talaj- és agrokémiai vizsgálati módszerkönyv II. kötet, Mezőgazdasági Kiadó, Budapest; pp. 87-101.
- Bellér P., Varjú P. 1986. Termőhelyismerettan gyakorlat 1. Talajvizsgálati módszerek. Sopron: Erdészeti és Faipari Egyetem, Erdőmérnöki Kar pp. 55-62.
- Madarász B., Kertész Á., Jakab G., Tóth A. 2003. Movement of solutes and their relationship with erosion in a small watershed. In: Nestroy O., Jambor P. (szerk.) Aspects of the Erosion by Water in Austria, Hungary and Slovakia. Bratislava: Soil Science and Conservation Research Institute, pp. 99-110.

Nemecz E. 1973. Agyagásványok, Akadémiai Kiadó, Budapest; pp. 454-464.

Németh T., Sipos P. 2006. Characterization of clay minerals in brown forest soil profiles (Luvisols) of the Cserhát Mountains (North Hungary). Agrokémia és Talajtan (Agrochemistry and Soil Science); 55 (1), pp.39-48.