KARSZTFEJLŐDÉS X.
Szombathely, 2005. pp. 229-243 .

A HORVÁTORSZÁGI BIOKOVO-HEGYSÉG KARSZTMORFOLÓGIAI JELLEMZÉSE TEREPI MEGFIGYELÉSEK ÉS DIGITÁLIS DOMBORZATELEMZÉS ALAPJÁN

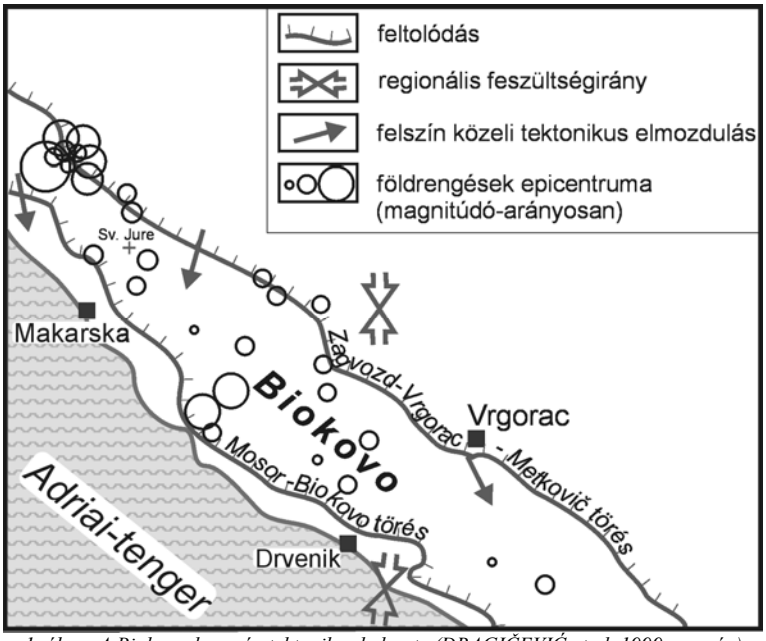
TELBISZ TAMÁS[1] – DRAGAŠICE, HRVOJE[2] – NAGY BALÁZS[1]

[1] ELTE Természetföldrajzi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C., telbisztom@ludens.elte.hu
[2]Zágrábi Egyetem, 1000 Zagreb, Marolicev trg. 19.

Abstract: *The Biokovo Mts are parts of the Outer Dinarides, in a coastal position with NW-SE main tectonic orientation. The highest peak called Sv. Jure (1762m) towers up from a karstic planina of 1300-1400m mean elevation. Both of the long margins of the mountains are characterized by steep and high relief energy rockwalls formed along tectonic fault lines. The plateau is intensely karstified with diverse karren forms, large dolines and several shaft caves. Its unique karstmorphological features are the relatively deep dolines with steep walls so the landscape is characterized mainly by the sharp interdoline ridges and pyramidal peaks instead of the negative doline forms. Based on the previous observation the Biokovo plateau can be considered a „polygonal karst". The geomorphological map of a sample area from this plateau has been elaborated based on field observations and topographical maps. After digitizing the contour lines, we have created the digital elevation model (DEM) of the sample area and carried out a sophisticated doline-morphometrical analysis using the DEM. The most important and unique feature of the landscape, the polygonal structure has been derived from the DEM using GIS hydrologic modelling tools.*

1. Bevezetés

A Biokovo-hegység Horvátország déli részén, a dalmát tengerpart közvetlen szomszédságában emelkedik, lenyűgöző hátteret teremtve a Makarskai Riviérának. A hegység fő csapásiránya belesimul a Dinári-hegyvidék jellegzetes ÉNy-DK-i irányába (302°/122°), bár megfigyelhető benne egy enyhe hajlás a hegység középső részén, amely inkább É-D-i lefutású (337°/157°). ÉNy-on a Dubci-hágó, DK-en a Mala Vrulja-Dragljani törésvonal (feltolódás) határolja (*BOGNAR,* 2001, *MIHLJEVIĆ,* 1993). A hegység teljes hossza 36 km, legnagyobb szélessége 9,5 km, legmagasabb csúcsa a Sv.Jure (1762m). Hosszan elnyúló DNy-i és ÉK-i peremét reverz vetők jelölik ki (*1. ábra*): az Adriai-tenger mentén húzódó Mosor-Biokovo illetve a hegység szárazföldi oldalán futó Zagvozd-Vrgorac-Metkovič törésvonalak (*DRAGIČEVIĆ et al,* 1999). A hegység alapvetően fennsík jellegű, ÉNy-i része magasabb, 1400m körüli, innét emelkedik ki a főcsúcs tömbje is, míg a déli rész átlagmagassága 1300m körül van.



1. ábra: A Biokovo-hegység tektonikus helyzete (DRAGIČEVIĆ et al, 1999 nyomán)
Fig. 1: Tectonic settings of the Biokovo Mts (after DRAGIČEVIĆ et al, 1999)

A Biokovo-hegységet főleg jura és kréta időszaki mészkövek illetve dolomitok építik fel. A harmadidőszakot rendkívül heves szerkezetképző mozgások jellemezték, melyek hatására jelentős mennyiségű flis képződött a mindenkori kontinentális lejtőn (*MAGAŠ et al,* 1972*; MARINČIĆ et al,* 1969). A kéregmozgások egészen napjainkig aktív szerepet játszanak, amit a földrengések nagy száma is jelez (*HERAK et al,* 1996). A Biokovo-hegység tágabb körzetében telepített GPS-mérőhálózat adatai alapján a térségben függőleges ill. vízszintes irányban 2 cm/év nagyságrendű tektonikus elmozdulások is előfordulnak (*CIGROVSKI-DETELIĆ,* 1998). A negyedidőszaki képződmények közül a napjainkban is aktív törmeléklejtők kifejlődését érdemes említeni, a pleisztocén eljegesedés érintette a hegységet, de nyomai, nagyformái nem meghatározók. Szerkezet-morfológiai szempontból a rétegek zömmel keleties, északkeleties dőlése emelhető ki.

A hegység éghajlata mediterrán vonásokat mutat némi magashegységi korrekcióval. Ennek megfelelően a csapadék (1845mm/év a fennsíkperemi Vošac állomáson) zöme késő ősztől tavaszig hullik (a magas részeken jelentős mennyiségű hóval), míg a nyár szinte teljesen száraz. A hegyekből lezúduló félelmetes bóra szél a Velebit mellett itt a legerősebb (a széllökések olykor meghaladják a 200 km/h-t is!), amelynek elvileg karsztmorfológiai következményei is lehetnek. Részben a kisformákra nézve, bár ennek jelét nem tapasztaltuk; részben a növényzet elterjedésére. A jelenlegi állapot

szerint a fennsík jelentős részén az erdők (főleg bükkösök) behúzódnak a töbrök mélyebb, védettebb részeibe, de arról nincs adatunk, hogy ez menynyiben tekinthető természetes állapotnak.

2. Módszerek

Terepbejárásaink során a Biokovo jellegzetes formakincsét vizsgáltuk. Alaptérképünk egy 1:25.000 méretarányú, 10m-es alapszintvonal-közű, horvát topográfiai térkép volt. Vizsgálataink elmélyítéséhez a Sv. Jure csúcstól DNy-ra kiválasztottunk egy 3 km^2-es mintaterületet (118 töbörrel). Ennek keretén belül térképeztük a jellemző felszínformákat, a térképi adatokat néhol GPS és lézeres távmérő segítségével kiegészítve. Ezen munka eredményeként készült el a mintaterület geomorfológiai térképe.

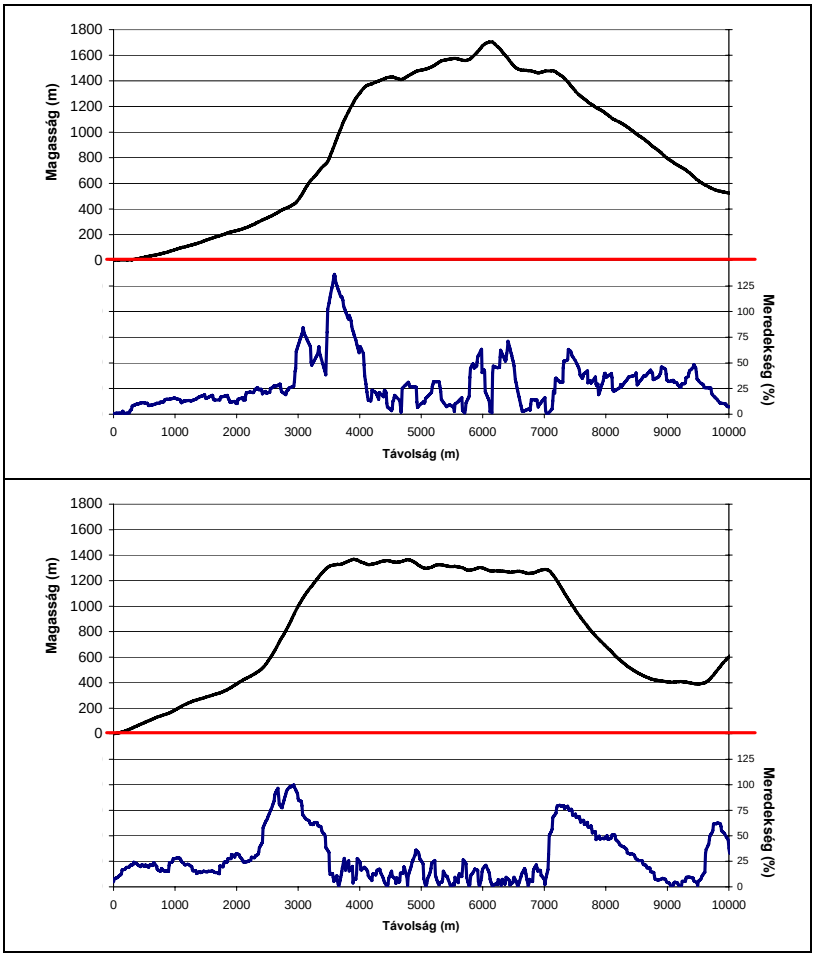
Az alaptérkép szintvonalait digitalizálva előállítottuk a mintaterület digitális domborzatmodelljét (DDM). Ennek felhasználásával töbörmorfometriai vizsgálatokat végeztünk.

Szintén készítettünk DDM-t karrokról. Az ehhez tartozó módszertan *TELBISZ (*2004*)* munkájában megtalálható.

3. Geomorfológiai jellemzés

A hegység peremeit alkotó meredek sziklafalak alapvetően szerkezetileg meghatározott formák, melyeken ma is gyakoriak az omlások. Miként a *2. ábra* is mutatja, a tengerparttól számított alig 3,5 km-en belül nő a magasság a fennsík 1300-1400 méteres szintjéig. A lejtő alsó része az enyhébb dőlésű törmeléklejtő (meredekség<25%), melyet a szálban álló mészkőfalak követnek (meredekség>75%). Az egyes lejtőrészletek valamint a töbrökkel tagolt fennsík markáns különbségei még szembeötlőbben jelennek meg a magassági szelvényekhez kapcsolt meredekségi profilokban.

A fennsík formakincsét a kőzettani adottságoknak megfelelően a karsztformák uralják. A területen rendkívül magas a töbörsűrűség (a mintaterületen az átlagos töbörsűrűség: 44 töbör/km^2), a dolinák gyakorlatilag összefüggően borítják a felszínt, és nem jellemzők a töbrösödésből kimaradó, lekerekített bércek, amelyekkel a hazai karszthegységeinkben gyakran találkozhatunk. A töbrök mélyülése igen erőteljes, így az egymással érintkező töbrök között meredek falú, keskeny, sziklás gerincek alakultak ki, ezen gerincek találkozásainál pedig apró kárcsúcsokra emlékeztető, piramisszerű, hegyes csúcsok ülnek (*3. ábra*).



2. ábra: DNy-ÉK-i irányú magassági és meredekségi szelvények a Biokovon keresztül Makarskától északra illetve délre (SRTM alapján).
Fig.2: SW-NE cross sections (elevation & gradient) across Biokovo north and south from Makarska town (Data from SRTM).

Így a táj képét nem annyira a fennsíkba mélyülő töbrök negatív formái határozzák meg, hanem a köztük kialakult gerinchálózat. Mindezek alapján a Biokovo-fennsíkot poligonális karsztnak tekinthetjük, amely Európában viszonylag ritka kifejlődésű[1]. Gyakoriak a beomlással kialakult jellegzetes szakadéktöbrök (függőleges falak, omladék, üregek maradványai) is, amelyekre általában egy-egy tágasabb töbör oldalában, aljában bukkanhatunk. A legtöbb nagy méretű és mély töbör aljzatán a fenti ismertetőjegyek közül több is megtalálható (szálban álló, függőleges falak, omla-

[1] A Dinári-hegyvidék egyes részein (pl.Lovčen környékén) illetve Közép-Albániában még ismeretesek ehhez hasonó poligonális karsztok (*HEVESI,, SÁSDI,* szóbeli közlése; *VERESS 2004* alapján).

dék), továbbá a többosztatú töbrök között néhol a sziklafalakat keresztező mély, „*szurdokszerű*”, ám rövid átréselések, összenyílások figyelhetők meg. Ezen formáknál a felszínről kiinduló oldás mellett bizonyos esetekben szintén feltételezhető kisebb üregek (hasadékbarlangok) felszakadása.

3. ábra: Jellegzetes töbörközi piramis-csúcs.
Fig.3: Typical pyramidal inter-doline peak.

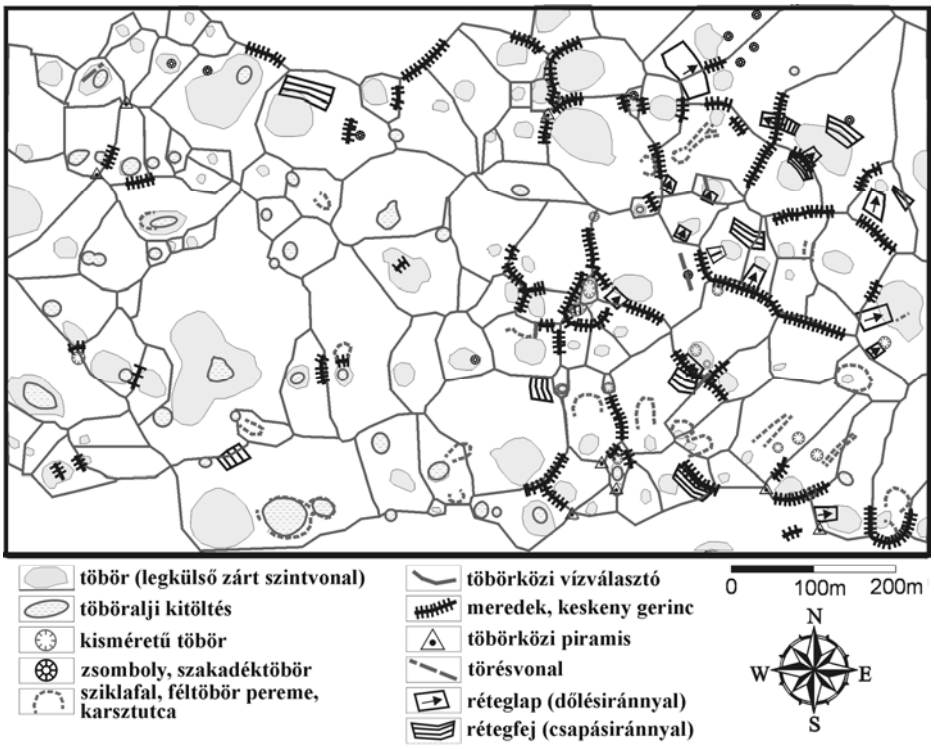
A töbrök mellett nagy számban fordulnak elő zsombolyok is, köztük a Biokovo legmélyebb barlangja, a 620m-es mélységű Amfora-barlang. Ezek a felszínre nyíló függőleges aknák leginkább a nagyobb töbrök oldallejtőiből nyílnak, de gerincközeli helyzetben is megtalálhatók, egyes esetekben pedig jól láthatóan törésvonalakhoz kötődnek.

A töbrök kiemelkedő mértékű függőleges fejlődésének lehetséges okai az eddig leírtak figyelembevételével a következők: általában a magashegységi helyzet, kapcsolatban a gyors kiemelkedéssel; a jelentős évi csapadék; a töbrök belsejébe összpontosuló növényzet (erdők és talajborítás /*BÁRÁNY KEVEI* 1995, *ZÁMBÓ* 1986/), zsombolyok, szakadéktöbrök jelentős száma.

Természetesen a csupaszon maradt mészkőfelszíneken jól megfigyelhetők a karrosodás nyomai: talán legjellemzőbbek a szerkezetileg meghatározott karrok (hasadékkarrok), de igen gyakoriak a vályúkarrok, falikarrok is, ezek kifejlődésében sokfelé szerepet játszanak a felszínre kerülő réteglapok, rétegfejek. A Sv.Jure tömbjét kivéve a fennsík jelentős részeit növényzet borítja (erdők, füves térszínek, művelt töböralji kitöltések), így összességében a biogén karrok tekinthetők a legelterjedtebb formatípusnak.

A karsztos folyamatokon kívül még kétségkívül jelentős szerepet játszanak a különféle lejtős tömegmozgások. Az omlások például nemcsak a

korábban már említett fennsíkperemi lejtők alakításában vesznek részt, hanem a mély töbrök oldallejtőinek formálásában is fontosak. Az enyhébb lejtőkőn (főleg ahol talajborítás is akad) a kúszásos folyamatok is aktívak lehetnek. Érdekességként említendő, hogy a téli időszakban előfordulhatnak lavinák is, elsősorban a főcsúcs környékén.

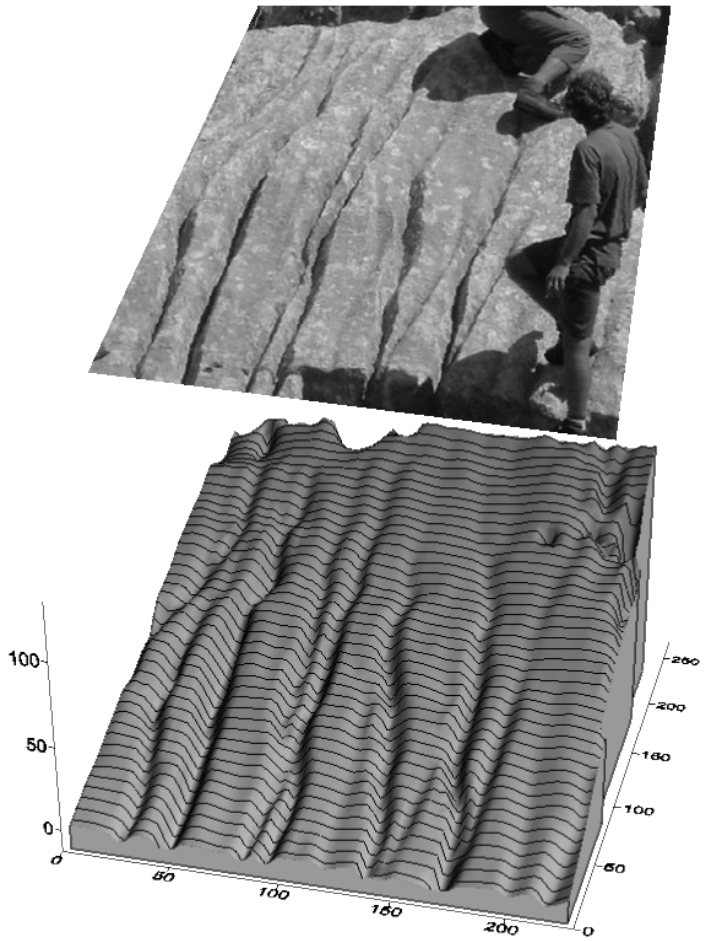


4. ábra: A mintaterület geomorfológiai térképe
Fig.4: Geomorphological map of the sample area

Vitatott kérdés, hogy a negyedidőszaki glaciális időszakokból, elsősorban a pleisztocén végi, itt is feltételezett utolsó eljegesedés idejéből maradt-e valamilyen morfológiai nyom, amely a terület egykori jégborítására utalna. A kisebb mértékű eljegesedések formái – tapasztalataink szerint – a karsztos hegységekben általában különösen rosszul ismerhetők fel, mert a kialakított alakzatok, pl. kisebb kárfülkék, nivációs fülkék elkülönítése az oldásos eredetű mélyedésektől nem egyértelmű, illetve az esetleges morénaanyag oldódása és így eltűnése nagyon gyors (általában határozottan csak a kis-jégkorszak maradványai láthatók). Mindezen bizonytalansági tényezőket figyelembe véve a főcsúcs környékén néhány gerincbe vájódó mélyedést (Troglav-csúcs K-i részén) nivációs fülkeként azonosítottunk, a

fennsík déli részének keleti oldalán kisebb kárfülke nyomai körvonalazhatók, de a legmeggyőzőbb glaciális nyomokat hordozó térség e déli platórész Prisika völgye, ahol az 1100 m körüli szintben kárfülkék maradványai, a széles, tál alakú völgy oldalán 900 m-es szintben vándorkő-maradványok találhatók. Az eljegesedés ezen – pleisztocén végi – alacsony szintje meglepő lehet, de nem szabad elfelejteni, hogy a Biokovotól lényegesen délebbre, a Durmitor-hegységben, 2000 m-es magasságban ma is van egy kicsiny, túlélő gleccsernyelv (Debeli namet).

A Sv. Jure melletti mintaterületre vonatkozó felszínalaktani megfigyeléseinket a *4. ábrán* látható geomorfológiai térkép összegzi.



5. ábra: Vályúkarról készült fénykép és digitális domborzatmodell
Fig.5: Rillenkarren photo and digital elevation model (DEM)

4. Digitális domborzatelemzés

4.1. Vályúkarrok

A karrformák újszerű vizsgálatának egyik lehetséges módja a digitális domborzatelemzés. Mivel új módszerről van szó, egy szélesebb körű értékelés még hosszútávú adatgyűjtést igényel, egyelőre egy példát tudunk bemutatni (*5. ábra*), amely egy biokovoi vályúkarros felszínről (dőlésirány: *215°*; dőlésszög: *30°*; alapterület: $5,34m^2$) készült. A DDM alapján végzett térfogatszámítást ($V=2,31\cdot 10^5 cm^3$) egységnyi területre eső lepusztulás-értékre átszámítva *4,31cm*-t kapunk, ami a vályúkarr fejlődése során kioldott anyag mennyiségét jelzi, illetve korábbi mérésekkel összehasonlíthatóvá teszi (*TELBISZ* 2004).

4.2. Töbrök

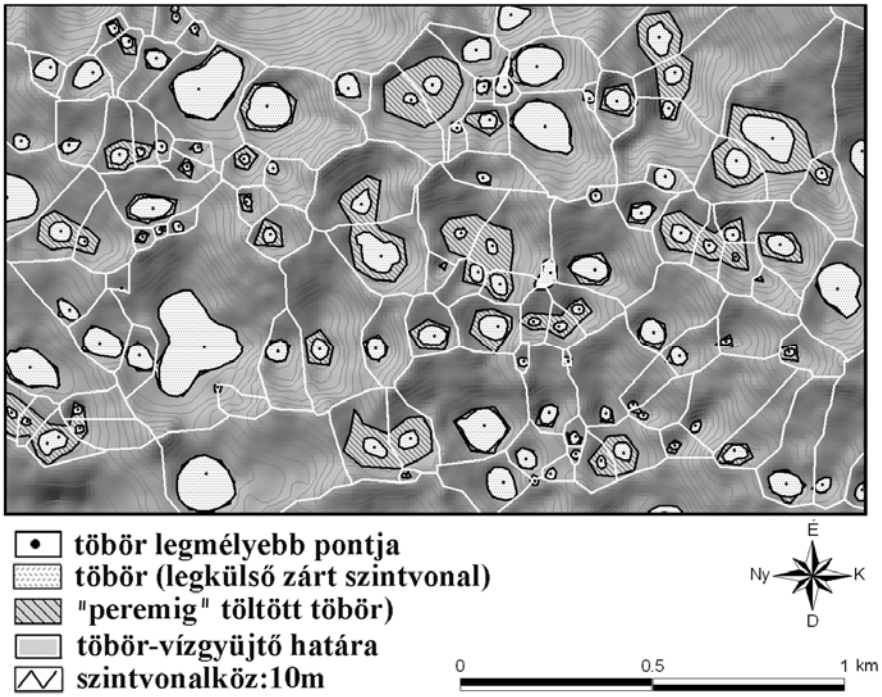
4.2.1. Lehatárolás módjai

Célunk az volt, hogy a térkép illetve a DDM alapján megkíséreljük lehatárolni a töbröket, és ezek alapján megadjuk a fontosabb morfometriai adatokat, amelyek tükrében a vizsgált terület objektíven összehasonlítható más dolinás karsztvidékekkel. A töbrök lehatárolását három algoritmus szerint is végezhetjük, amelyek mögött különböző elméleti meggondolások állnak.

- Talán leggyakrabban alkalmazott, hagyományos módszer, hogy az adott térképen a töbröt körüljáró legkülső zárt szintvonalat tekintjük a töbör határának. Ennek előnye, hogy egyértelművé teszi a feladatot, és kézzel, DDM nélkül is könnyen végrehajtható. A pontos definíció elsősorban olyankor fontos, ha több személyből álló csoport végzi egy nagyobb terület feldolgozását egységes szempontok szerint. E módszer esetén a töbör mélységadatát maximálisan a szintvonalközzel megegyező mértékű hiba terhelheti (ez a valódi perem és a legkülső zárt szintvonal ill. a töbör aljzata és a legbelső zárt szintvonal közti különbségekből adódik). A területadatok hibájának meghatározása már ilyen általánosan nem fogalmazható meg, hiszen abban a töböroldalak lejtőszöge is szerepet játszik.
- A második elv szerint a töbör alakja úgy határozható meg, mintha a töbröt kitöltenénk vízzel egészen addig, míg túl nem csordul, tehát a mélyedés körüli perem legalacsonyabb magasságú pontjáig. Talán ez a definíció felel meg leginkább a töbrökről alkotott elméleti képünknek, azonban topográfiai térkép alapján nem határozható meg teljesen egyértelműen ez a magasság, és így bizonyos szubjektivitást hordozhat magában egy ilyen lehatárolás.

Ugyanakkor DDM alapján lehetőség nyílik ennek a definíciónak a teljesen következetes alkalmazására. Szerencsére a hidrológiai modellezés számára már régen kidolgoztak algoritmusokat, melyek egy DDM-ből eltüntetik a „*nyelőket*" (pl. *MARTZ– GARBRECHT* 1998), amelyek a „*normális domborzat*" esetén hibáknak számítanak, karsztos esetben viszont éppen ezekre vagyunk kíváncsiak. A töbrök lehatárolását és lehető legpontosabb számított térfogatát megkaphatjuk oly módon, hogy a „*kitöltött DDM*" és az eredeti DDM különbségét képezzük (esetünkben az *ArcView 3.2.* program *DEMFill* kiterjesztését használtuk fel a kívánt művelethez).

- A Biokovo-fennsík sajátos „*poligonális töbreit*" azonban a hagyományos töbör-lehatárolások nem teljesen hűen jellemzik, mert az itt kifejlődött töbör-alakzatok terepen kijelölhető határai egyértelműen a gerincek mentén húzódnak. Ezt a gerinchálót „*kézimunkával*" is meg lehet rajzolni a szintvonalas térkép alapján, azonban a DDM-t felhasználva ez a lépés automatizálható. A töbör-középpontokat víznyelőknek tekintve (mint ahogy azok is) a hozzájuk tartozó vízgyűjtő-területek lehatárolhatók a hidrológiai modellező eljárások segítségével (mi az *ArcView 3.2.* program *Watershed* kiterjesztését használtuk).



6. ábra: Három lehetőség a töbrök lehatárolására.
Fig. 6: Three possibilities to define doline contours.

A *6. ábra* mutatja a töbrök három lehetséges lehatárolását. Erről leolvasható, hogy a „*legkülső zárt szintvonal*” és a „*peremig töltött*” elvek alapján megrajzolt töbörhatárok számos esetben szinte teljesen egybeesnek, de jónéhányszor az utóbbi definícióval lényegesen nagyobb töbör-alakokat kapunk. A terület valódi arcát viszont véleményünk szerint leginkább a sokszög-hálót alkotó vízgyűjtők tükrözik.

A továbbiakban azt vizsgáltuk, hogy a fenti módon megkapott töbrök jellemző méretei milyen kapcsolatot mutatnak egymással, illetve más területekkel való összehasonlításban.

4.2.2. Méret-paraméterek

Helytakarékosság és az átláthatóság miatt csupán három morfometriai jellemzőt emeltünk ki: az alapterületet, a mélységet és a felszín/alapterület hányadost, továbbá az egyes méreteket jellemző gyakorisági eloszlások ábrája helyett mindössze három adatot adunk meg kategóriánként: a minimumot, a mediánt és a maximumot. Az *1. táblázatból* kiolvasható, hogy a különböző módokon definiált töbör-alapterületek egymáshoz viszonyított aránya a mediánértékek alapján: *1:1,8:11*, ugyanez a töbör-mélységek esetében: *1:2,3:9,4*.

1. táblázat
Table I.

A mintaterület töbreinek morfometriai jellemzői
Morphometric characteristics of the dolines found in the sample area

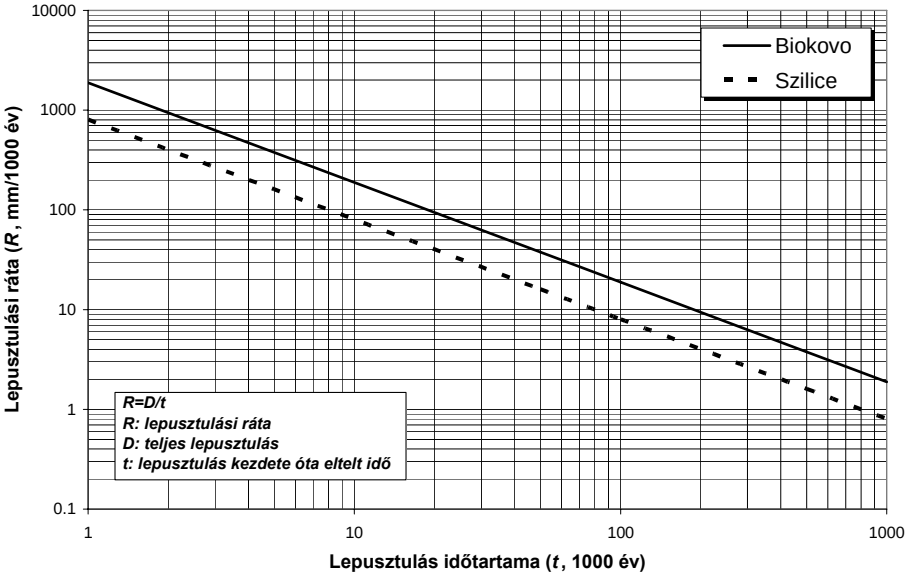
	alapterület [m^2]	mélység [m]	felszín/alapterület
Legkülső zárt szintvonal szerint definiált töbrök	Medián = 1343 Minimum = 66 Maximum = 36815	Medián = 6.7 Minimum = 1.2 Maximum = 74.6	Medián = 1.066 Minimum = 1.003 Maximum = 1.627
„Peremig” töltött töbrök	Medián = 2400 Minimum = 0.007 Maximum = 35757	Medián = 15.2 Minimum = 0.2 Maximum = 94.7	Medián = 1.085 Minimum = 1.002 Maximum = 1.716
Töbör-vízgyűjtők	Medián = 14876 Minimum = 1166 Maximum = 176317	Medián = 62.9 Minimum = 2.5 Maximum = 285.3	Medián = 1.116 Minimum = 1.003 Maximum = 1.455

Összhasonlításként szolgáljon néhány aggteleki adat (*TELBISZ* 1999*,* 2003): ott a töbör-alapterületek mediánja 2455m^2, a mélység mediánja 6m, ami azt jelzi, hogy a biokovoi mintaterület töbrei alapvetően valamivel kisebb kiterjedésűek, ám lényegesen mélyebbek. Ezt az erőteljesen mélyülő töbörfejlődést legjobban az ún. függőleges megnyúltság (=hossz/mélység) mutató fejezi ki (minél kisebb az értéke, annál laposabb a dolina), amelynek

átlaga az Aggteleki-karszt összes töbrére: 16,3, míg a biokovoi mintaterületre: 6,6.

A DDM segítségével könnyen számítható felszín/alapterület hányados (pl. *ArcView 3.2. Surface Tools* kiterjesztés) alapján elmondható, hogy egy töbör tényleges felszíne átlagosan 7-12%-kal nagyobb, mint a térképről közvetlenül leolvasható alapterület. Ez a különbség véleményünk szerint nem túlzottan jelentős, ugyanakkor a tényleges oldási felület a valós felszínnek többszöröse is lehet, elsősorban a kőzettörmelék, valamint a repedések, hasadékok felületnövelő hatására. Ennek számszerűsítése azonban egyelőre megoldatlan feladat.

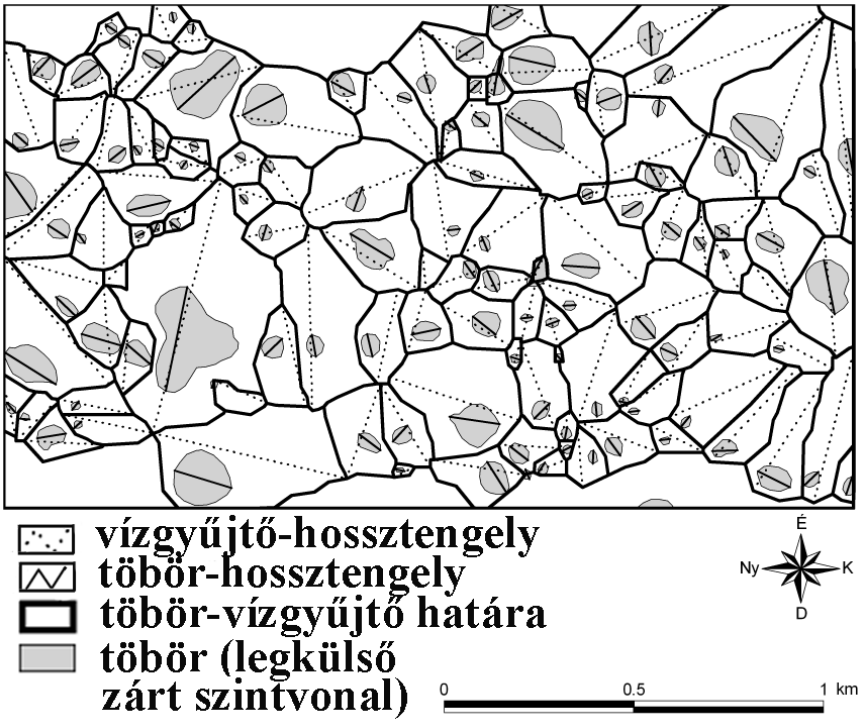
A „*peremig töltött*" töbrök össztérfogata a DDM alapján: $5{,}69 \cdot 10^6$ m^3, ami valamivel kevesebb mint az egyszerűsített gömbsüveg-szabály (V=alapterület x mélység /2) alapján számolt érték ($7{,}81 \cdot 10^6$ m^3), ami azt sugallja, hogy a mintaterületen található töbrök alakja inkább a negatív „*kúpformához*" áll közelebb mint a gömbsüveghez (vö. *TELBISZ,* 2004). Az össztérfogatból kifejezett lepusztulási egyenérték (D=össztérfogat/-alapterület): 1886mm, amely lehetővé teszi, hogy a lepusztulási idő függvényében kifejezzük a lepusztulási rátát (*7. ábra*).



7. ábra: Lepusztulási idő és lepusztulási ráta összefüggése adott össz-lepusztulás esetén, a Biokovoi mintaterület és a Szilicei-fennsík töbör-morfometriai adatai (TELBISZ-MÓGA, 2005) alapján.
Fig. 7: Denudation rate vs duration of denudation in case of a given total denudation, based on doline morphometric data from sample area in Biokovo and Szilice-plateau (TELBISZ-MÓGA, 2005).

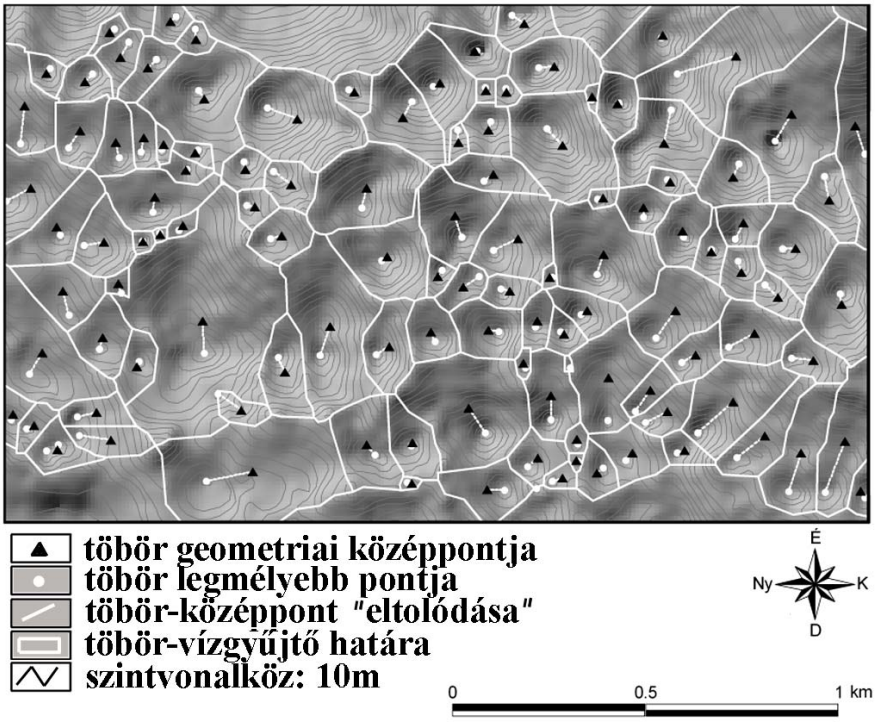
4.2.3. Iránystatisztikai elemzések

A töbörfejlődésre gyakorolt szerkezeti hatások kimutatására az egyik legjobb lehetőség az iránystatisztikai vizsgálat, feltételezhető ugyanis, hogy a töbrök hossztengelyei a tektonikusan előrejelzett irányokban, a törésvonalak mentén megnyúlnak. Ennek érdekében meghatároztuk a legkülső zárt szintvonallal definiált töbrök valamint a töbör-vízgyűjtők hossztengelyeinek irányát és hosszát (*ArcView 3.2. Longest Line* kiterjesztés, *8. ábra*).



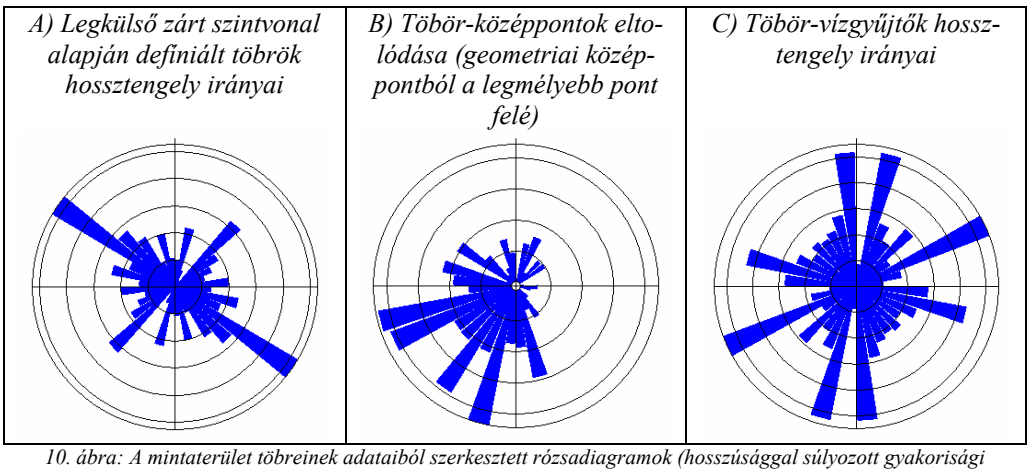
8. ábra: Töbör-hossztengelyek
Fig. 8: Doline long axes

A poligon-hálózat térképi ábrázolása (*9. ábra*) alapján föltűnő volt, hogy a töbör-vízgyűjtők sokkal aszimmetrikusabbak, mint a hagyományosan meghatározott töbrök abban az értelemben, hogy a geometriai középpont és a legmélyebb pont gyakran jelentős távolságra kerül egymástól. Ennek oka abban rejlik, hogy a vízgyűjtők néhol kiterjedtebb oldallejtőket is magukba foglalnak. Felmerül a kérdés, hogy a töbör-középpontok „*eltolódását*" (azaz a geometriai középpontból a legmélyebb pont felé mutató vektort) milyen tényezők határozzák meg.



9. ábra: Töbrök geometriai középpontjai („súlypont") és legmélyebb pontjai.
Fig. 9: Doline geometric centres (centroids) and deepest points.

Az előbbiekben megfogalmazott kérdésekre rózsadiagramok (*10. ábra*) segítségével válaszolhatunk. Egyértelmű, markáns irány leginkább az *10A* és némileg a *10B ábrán* ismerhető fel. Ezt úgy értelmezhetjük, hogy a szerkezeti preformáció elsődlegesen a szűkebben értelmezett töbör-alakra jellemző, jelen esetben nagyjából ÉNy-DK-i, amely a hegység általános csapásirányához illeszkedik. A mintaterületen belül ezzel párhuzamos a főbb gerincek, hátak lefutása, amelyekhez kiterjedtebb DNy-ias kitettségű lejtők támaszkodnak, és az ezeken kialakult töbrök középpont-eltolódása alapvetően lejtőirányba történik, amint jelzi ezt a *10B. ábra*. Legösszetettebb képet a töbör-vízgyűjtők hossztengelyei mutatják: ezen a többmóduszú körkörös eloszláson felismerhető a fő szerkezeti irány kissé torzítva (NyÉNy-KDK), a meghatározó lejtőirány (DNy-ÉK), illetve még egy É-D-i irány. (A *8. ábrán* egyébiránt azonosítható, hogy a töbör és vízgyűjtőjének iránya hol esik egybe és hol tér el jelentősen egymástól.) Ez arra utal, hogy a töbör-vízgyűjtők kialakulása a legkomplexebb folyamat, amely több tényező együttes hatását tükrözi.



10. ábra: A mintaterület töbreinek adataiból szerkesztett rózsadiagramok (hosszúsággal súlyozott gyakorisági értékekkel).
Fig. 10: Rose diagrams from doline data of the sample area (with length weighted frequency values)

5. Következtetések

A Biokovo jellegzetes mediterrán, magashegységi karsztterület. Szerkezeti vonalak mentén kiemelt fennsíkja sűrűn töbrösödött poligonális karszt, ahol jelentős számban fordulnak elő szakadéktöbrök, zsombolyok is. A karsztos folyamatok mellett a lejtős tömegmozgások szerepe emelhető ki. Egyes formák alapján valószínűsíthető, hogy a fennsík a negyedidőszak során enyhe mértékű eljegesedésen esett át.

A töbör szó fogalmát kissé kitágítva – digitális domborzatmodell felhasználásával – háromféle módon is meghúzhatjuk a dolinák határvonalait: a legkülső zárt szintvonal mentén, a perem legalacsonyabb pontjának magasságában illetve a vízgyűjtőterület határait követve. Ez a három definíció némileg eltérő módon jellemzi a töbröket, mindegyik más hatást domborít ki, így végsősoron nem egymással szembeállítva, hanem egymást kiegészítően célszerű vizsgálni a töbröket a három nézőpontból. A legszűkebben vett töböralak tűnik a legalkalmasabbnak a szerkezeti irányok kimutatására. A térfogatszámítás (és a rá épülő összlepusztulás-becslés) leghitelesebben a „*peremig töltött*” töbör definíciója alapján végezhető el. Végül a vizsgált biokovoi mintaterület terepen megmutatkozó arcát a vízgyűjtő-lehatárolás révén lehetett a legvalósághűbben bemutatni.

IRODALOM

BÁRÁNY KEVEI I. (1995): Factors of the environmental system of karst. – Acta Geogr. Szegediensis, 34 (Spec. Issue), p.155-162.

BOGNAR A. (2001): Geomorfološka regionalizacija Hrvatske – Acta Geographica Croatica, vol 34, Zagreb.
CIGROVSKI-DETELIĆ, B. (1998): Primjena GPS mjerenja i geotektonskih informacija u obradi geodinamičke mreče Crodyn (Application of GPS measurements and geotectonic information in geodynamic network tooling Crodyn, 1994-96) – Unpublished PhD Thesis, University of Zagreb, 145 p.
DRAGIČEVIĆ, I.-PRELOGOVIĆ, E.-KUK , V.-BULJAN, R. (1999): Recent Tectonic Activity in the Imotsko Polje Area – Geol. Croat., Zagreb, 52/2, p.191-196.
HERAK, Ma.-HERAK, D.-MARKUŠIĆ, S. (1996): Revision of the Earthquake catalogue and seismicity of Croatia, 1908-1992 – Terra Nova, 8, 86-94.
MAGAŠ N.-MARINČIĆ S.-BENČEK Đ. (1979): Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000, list Ploče, K 33-35 – Inst. geol. istraž. Zagreb(1972), Savezni geološki zavod Beograd.
MARINČIĆ S.-MAGAŠ N.-BENČEK Đ. (1978): Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000, tumač za list Omiš, K 33-32 – Inst. geol. istraž. Zagreb (1969), Savezni geološki zavod Beograd.
MARTZ, L.W.-GARBRECHT, J. (1998): The treatment of flat areas and depressions in automated drainage analysis of raster digital elevation models – Hydrological Processes, 12, p. 843-855.
MIHLJEVIĆ D. (1993): Geomorfološke značajke primorske padine gorskog hrpta Biokova – in: Ekološke monografije 4 - zbornik radova sa Kongresa održanog od 11-16. listopada 1993 u Makarskoj, Hrvatsko ekološko društvo, Zagreb.
TELBISZ T, (2001): Új megközelítések a töbör-morfológiában az Aggtelek-karszt példáján – Földrajzi Közlemények, 125 (49) / 1-2, p. 95-108.
TELBISZ T. (2003): Karsztos felszínfejlődés és beszivárgás matematikai modellezése – PhD-értekezés, ELTE, Budapest, Kézirat.
TELBISZ T. (2004): Digitális domborzatmodellek használata a karsztkutatásban – Karsztfejlődés IX. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p.21-33.
TELBISZ T.-MÓGA, J. (2005): Töbör-morfometriai elemzések a Szilicei-fennsík középső részén – Karsztfejlődés X. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, p. 247-267.
VERESS M. (2004): A karszt – BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, 215 p.
ZÁMBÓ L. (1986): A talajhatás jelentősége a karszt korróziós fejlődésében. – Kandidátusi értekezés, Kézirat, 143 p.