KARSZTFEJLŐDÉS XVI.
Szombathely, 2011. pp. 103-122.

A MIKROTÖRÉS HÁLÓZAT SZEREPE A BARLANGOK FEJLŐDÉSÉBEN AZ ORFŰI VÍZFŐ-FORRÁS VÍZGYŰJTŐJÉN

BAUER MÁRTON[1] - M. TÓTH TIVADAR[1]

[1]Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék,
baumart87@gmail.com, mtoth@geo.u-szeged.hu

Abstract: The Western Mecsek karst area is extremely complex concerning its geological, structural and morphological evolution. Since the formation of the anisus limestone in the lower Triassic the area was affected by several brittle deformation events partly due to which plenty of karstic sinkholes and springs have evolved in the rocks of the Misina-formation. The most significant spring of these is the Vízfő-spring in the vicinity of the village Orfű, with its annual flow rate of 4.7 Mm^3 in 1970. It is interesting that there is a nearly 250- fold difference between its highest and lowest annual flow rate (SZÉKELY 2003*). A high number of caves with more or less significant sizes have got formed in the hydrographic basin of the spring a certain part of which are in hydrodynamic contact, as our previous investigations (water dying, radontransport-analysis) show. As limestones are of negligible matrix porosity we can assume that the contact arises from the brittle structures of the rock.Our purpose is to analyse the contact between the caves in the area and the geometric regularities of the limestone fracture system in the vicinity of the Szuadó and Körtvélyesi valleys of the Western Mecsek karst. Within the frames of this analysis we are going to examine the size distribution of the communicating fracture systems through modelling the fracture network, and based on these results the spatial situation of the region most optimal for cave formation is outlined. We have examined the fracture structure of the Lapis limestone in our research, in natural outcrops and caves, from the size of a handheld sample till the range of one m^2 pieces. The numerical parameters we have investigated were the length distribution of the fractures (E), the aperture of them (a), their spatial orientation and fractal dimension of the fracture pattern (D). Applying these parametres we have simulated the fracture network several times. We have used a DFN-based modelling program called RepSim.Our researches detected a definite, heavily fractured zone of North-East – South-West direction, the direction of which is followed by numerous karstic objects (e.g. caves, doline chains). It could also show that more than one communicating fracture groups have evolved in the area with an inhibited geometric contact among them. At the same time the results of the earlier water-dying make the hydrologic contact explicit and show that the contact must necessarily be bedding plane generated.*

Bevezetés

A szakirodalom számos esetben mutat rá arra, hogy karsztos formák, például a barlangok kialakulásának kezdeti szakaszában alapvetően más folyamatok dominálnak, mint a későbbi fejlődésük során (*BILLI et al.* 2007). Míg a jól fejlett morfológiai elemek esetében tapasztalható gyors változások elsősorban a felszíni és a felszín alatti nagyobb, összefüggő térrészekben jelentkeznek, addig a barlangok kialakulásának idején a fontos folyamatok magában a kőzetben mentek végbe. Ekkor a felszín alatti karsztos fejlődés fő térszíne a kőzet porozitásához kötődik, ahhoz a felülethez, ahol képes az oldó vízzel reakcióba lépni. A mészkövekre általánosságban jellemző elenyésző mértékű szemcseközi porozitás (*JAKUCS* 1971) miatt az eltérő mértékben repedezett karsztosodó kőzetek töréses szerkezete nagymértékben meghatá-

rozza a karsztosodó felület nagyságát, ami jelentősen befolyásolhatja a vízkőzet kölcsönhatások jellegét és eredményességét. Míg nagyobb repedezett permeabilitású területeken elsősorban az oldásos, a kisebb áteresztő képességű és így kisebb szivárgási sebességgel jellemezhető zónákban ezzel egyidejűleg elsősorban a precipitációs, ércementációs folyamatok a dominánsak (*SINGURINDY et al.* 2005). Mivel bármely karsztos területen a különböző áramlási sebességű zónák kialakulását, az egymást követő tektonikai hatásokra létrejött törésrendszerek nagymértékben befolyásolják, így ezek vizsgálata alapvető a barlangok korai fejlődésének rekonstruálásában.

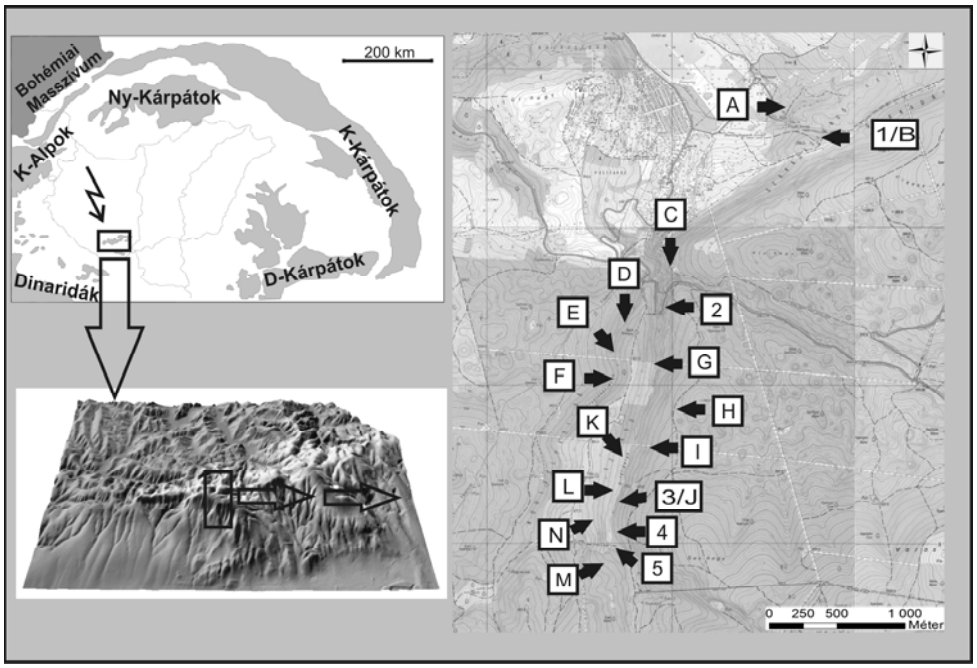
A számos barlangot és felszíni karsztos formát tartalmazó Nyugat-Mecseki karszt kőzetein a tektonikai folyamatok több deformációs eseményt eredményeztek. A kialakult törésvonalak, törészónák egy része bizonyítottan befolyásolta a területen található karsztos formák (barlangok, dolinasorok) fejlődését (*SZABÓ* 1955).

Ezen ismeretek alapján, a dolgozat célja, hogy a területen *(1. ábra)* a karsztosodás dinamikájához képest lassan változó mikrorepedezettség és a gyors ütemben változó karsztos rendszer közötti esetleges kapcsolatot elemezze, különös tekintettel a barlangok kialakulásának térbeli helyzetére, irányultságukra, illetve fejlődésük alakulására.

Földtani Háttér

A Nyugat-Mecsek területén lerakódott triász üledéket (Jakabhegyi Homokkő Formáció, Hetvehelyi Formáció, Misinai Formáció Csoport, Karolinavölgyi Homokkő Formáció) az alpi orogenezis a krétában jelentősen meggyűrte, felboltozta (*BENKOVICS et al.* 1997, *CSONTOS et al.* 2002). Ennek köszönhetően a Mecsek kiemelkedett, rátolódott az északi előterére, s az ott lévő fiatal üledékeket részben felgyűrte (*SEBE* 2008). Bár a hegység jelenlegi szerkezete szempontjából a mezozoós szerkezeti mozgások meghatározóak, feltehetően a karsztos folyamatokat erősebben befolyásolták a fiatal tektonikai események.

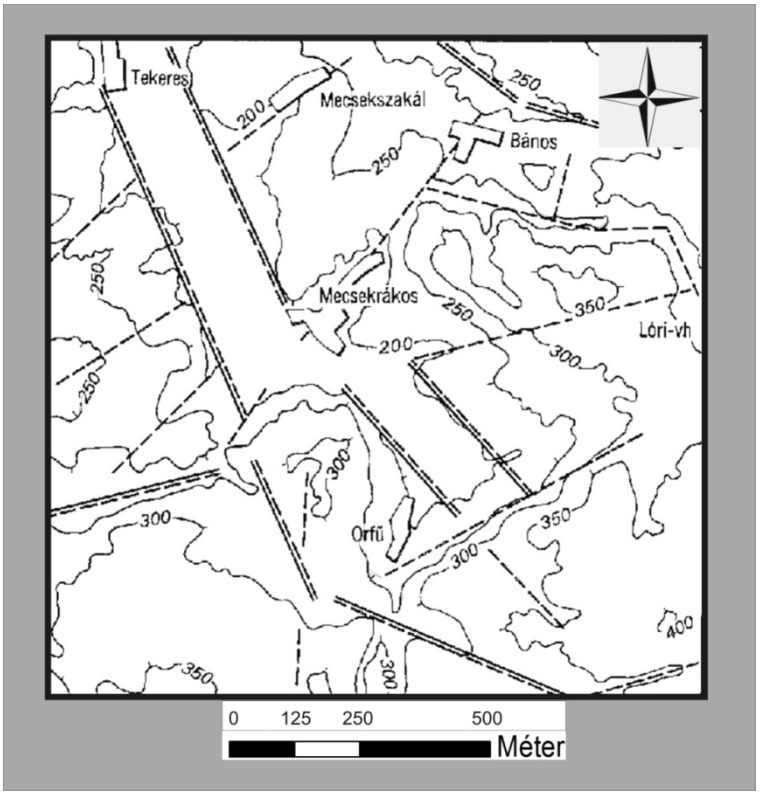
A pleisztocén folyamán lezajlott román és újromán, majd később a bakui orogén fázis igen lényeges mértékben megváltoztatta a vizsgált terület arculatát. Az újromán orogén a günz-mindel emeletben a délkelet-dunántúli területeken emelkedést eredményezett, melynek hatására a karsztos tönkfelszínek kiemelkedtek. Ennek a folyamatnak az eredményeként nyílhattak meg a Mecsekben azok az ÉK-DNY-i szerkezeti vonalak, melyek mentén hasadék barlangok és karsztos üregek keletkeztek (*SZABÓ* 1955).



1. ábra: A mintaterület földrajzi elhelyezkedése
Jelmagyarázat: 1: Vízfő-forrásbarlang, 2: Achilles barlang, 3: Trió-barlang, 4: Gilisztás-barlang 5: Szuadó-barlang, A: Gomba, B:Vízfő-forásbarlnag, C: Sárkány-völgy_1 D:Körtvélyesi_1, E: Körtvélyes_2, F:Körtvélyesi_3, G:Szuadó_1 H: Nagykaszáló_1 I:Nagykaszáló_3 J:Trió-barlang K:Szuadó_2, L:Szuadó_3, M: Szuadó_4, N: Szuadó_6
Figure 1: Geographical position of the study area
Legend: 1: Vízfő-cave, 2: Achilles-cave, 3: Trió-cave, 4: Gilisztás-cave 5: Szuadó-cave, A: Gomba, B:Vízfő-spring, C: Sárkány-völgy_1 D:Körtvélyesi_1, E: Körtvélyes_2, F:Körtvélyesi_3, G:Szuadó_1 H: Nagykaszáló_1 I:Nagykaszáló_3 J:Trió-cave K:Szuadó_2, L:Szuadó_3, M: Szuadó_4, N: Szuadó_6

A következő jelentősebb felszínformáló tektonikai esemény a bakui orogénhez köthető, melynek eredményeként a vizsgált területen megnyíltak az É-D, illetve az ÉNY-DK–i szerkezeti vonalak. Napjainkban ezek a dilatációs terek fokozottan karsztosodnak (pl. Szuadó-völgy), ugyanakkor a bakui orogén bezárta az újromán szerkezeti elemeket, elsősorban az ÉK-DNY-i, korábban karsztosodott zónákat. Ezt követően a holocén kezdetén általános emelkedés volt tapasztalható, melynek hatására az erózió mértéke jelentősen megnövekedett (*SZABÓ* 1955), illetve a karsztvízszint ingadozása megnőtt, ami így döntően befolyásolta a nyugat-mecseki karszt völgyhálózatát és barlangjainak kialakulását (*SZABÓ* 1955, *LOVÁSZ* 1971, *SEBE* 2008). Ezen paleofolyamatok hatására kialakult szerkezeti vonalak térképezése már az 1980-as években elkezdődött (*LOVÁSZ* 1985) és napjainkban is folytatódik (*KONRÁD et al*. 2010) *(2. ábra)*. Napjainkban a területen a legnagyobb horizontális főfeszültség iránya ÉK-DNY, ami az ilyen irányú tö-

részónákat kinyitja, míg a rá merőleges irányúakat bezárja (*BADA GÁBOR* szóbeli közlés), ezáltal befolyásolva a törésrendszer kommunikációs viszonyait.



2. ábra: A mintaterület alapvető szerkezeti vonalai (LOVÁSZ 1971 nyomán)
- - - - - - - : Új pleisztocén-holocén szerkezeti vonalak
---------: Posztpannon-Ópleisztocén szerkezeti vonalak

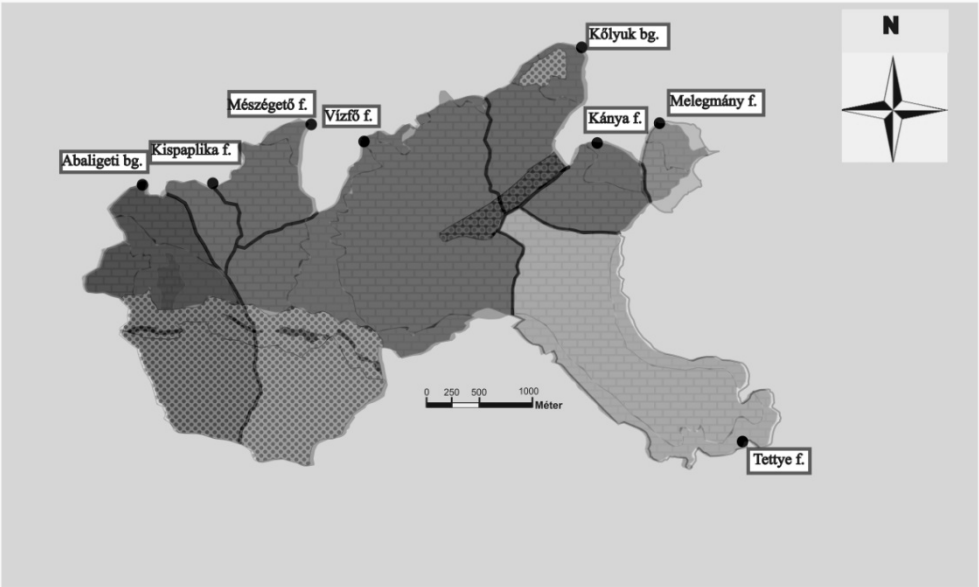
Fiugure 2.: The fundamental structural lines of the study area (after LOVÁSZ 1971)
- - - - - - - : New pleistocene-holocene structural lines
--------- :Post-pannonian-Old pleistocene structural lines

A neotektonikai és geomorfológiai fejlődés eredményeként a nyugat-mecseki központi karsztos területen 8 vízgyűjtő alakult ki *(3. ábra)*. Ezek közül a legnagyobb a Vízfő-forrás vízgyűjtője (16 km^2), melynek 31%-a relatív magas térszínen lévő nem karsztos területeket fed le (*KORDOS* 1984). A vízgyűjtő karsztosodása feltehetően már a miocénben elkezdődött, de az ottnangi emelettől a szarmatáig tengerelöntés uralta a területet (*SZABÓ* 1955). A szarmatában megkezdődött regresszió több szakaszban ment

végbe, így a Pannon-tó a területnek már csak az északi részét öntötte el, határát a 330-370 m magasan elhelyezkedő abráziós lépcső mutatja (*LOVÁSZ* 1971). A terület déli részének karsztosodása a szarmatától napjainkig folyamatos. Ennek ellenére a területen főként szabálytalan elhelyezkedésű, fejletlen, kisméretű dolinákat találunk. Az északi terület a Pannon-tó visszavonulása után kezdett karsztosodni. A rövidebb ideig tartó karsztosodása ellenére az itt található dolinák jóval fejlettebbek, jól meghatározható sorokba rendeződtek, méretük jóval nagyobb.

A mai völgyhálózat képe részben az említett orogének idején (pleisztocén-holocén) bekövetkezett hegység kiemelkedés hatására történt felszíni vízfolyások mélybe kerülésének tulajdonítható. A nagymértékű süllyedést a felszíni vízfolyások nem bírták követni, így lefejeződtek (víznyelő fejlődés kezdete). A folyamat következtében szárazvölgyek, illetve dolina sorok alakultak ki, melyek további fejlődése ma csak az eróziós tevékenység hatására az áradmány vizekkel lehetséges, hiszen ilyenkor a víznyelők rendszerint eltömődnek és a fellépő víztöbblet a felszínen folyik tovább. Ma négy völgy található a területen. Ezek közül a legnagyobb a Remeteréti-völgy, mely jelenleg a Remete-réttől a Szuadó-völgyig tart (ma a Remeteréti-völgy a Szuadó-völgy mellékvölgye), de egykoron feltehetőleg egészen Abaligetig húzódott (*BARTA, TARNAI* 1997, 1999). Napjainkban nincsen nem karsztos vízgyűjtője, de a völgy morfológiájából feltételezhető, hogy valaha jelentős nem karsztos vízgyűjtővel rendelkezhetett (*BARTA, TARNAI* 1997, 1999). A Remeteréti-völgyön kívül csupán három olyan völgy található (Szuadó-völgy, Körtvélyesi-völgy, Büdöskúti-völgy), ami mára nem alakult át dolinasorrá. Azonban ezek sem rendelkeznek állandó felszíni vízfolyással, ami jelzi, hogy a mélységi lefejezésük már megtörtént, tehát hozzájuk kapcsolódva kialakultak a víznyelő barlangok. Ezek közül a legjelentősebb a Szuadó-völgy.

A Szuadó-völgy É-D-i kiterjedésű, 3,4 km^2 területű, melynek ~30%-a nem karsztos alapkőzeten alakult ki; a Jakabhegyi Homokkő Formáció, a Hetvehelyi Formáció Viganvári Mészkő Tagozata, valamint a Misinai Formáció csoportba tartozó Rókahegyi Dolomit és Lapisi Mészkő kőzetei alkotják. A karsztosodó rétegek északi, közel 20° rétegdőléssel jellemezhetőek, erősen gyűrtek.



3. ábra: A mintaterület vízgyűjtő területei (RÓNAKI 1970 nyomán)
Figure 3.: The cachment areas in the study area (following RÓNAKI 1970)

Alkalmazott módszerek

A mintaterületen a karsztosodó kőzetek mikrorepedezettségének részletes vizsgálata három egymást követő lépésben zajlott. A felszíni és barlangi mintázási pontokon repedezett kőzetfelszínekről elkészített digitális felvételek kiértékelését megfelelő kőzettani képanalízis szoftverekkel végeztük. Ezek elemzésével az egyedi törések, valamint a teljes digitalizált törésrendszer alapján származtattuk azokat a geometriai paramétereket, melyek a törésrendszer matematikai alapú szimulációjának bemeneti adatai voltak. Végül, a szimulált 3D repedéshálózatból levonható szerkezeti, hidrodinamikai és geomorfológiai törvényszerűségeket vetettük össze a Nyugat-Mecsek barlangrendszerének ismert adataival.

A terepi méréseket 2007, 2008, 2009 és 2010 telén végeztük. Első lépésben a természetes feltárások földrajzi koordinátáit mértük be, illetve azoknál a mintáknál ahol ez lehetséges volt a mikrotörések orientációját (dőlés, csapás) is meghatároztuk kézi kompasszal. A további feldolgozás érdekében minden feltárásról 5 megapixeles képeket készítettünk.

A képanalízis során a mikrotöréseket Arc View 3.2-es programban digitalizáltuk, minden törést egyenes szakasszal reprezentálva. A képek felbontásából következik, hogy a választott módszerrel a pixelméretnél véko-

nyabb törések észlelése nem lehetséges, s számos olyan törés is előfordul, melyek valódi hossza nem látható a képeken (kifutó repedések). A digitalizált képek feldolgozása során meghatároztuk az egyedi törések (szakaszok) hosszúságát (l); a tapasztalati eloszlás függvényt $N(l) = F * l^{-E}$ sűrűségfüggvényű hatványfüggvénnyel közelítettük (*YIELDING et al.* 1992, *NIETO-SAMANIEGO et al*. 2005). Ez a gyakorlatban a hisztogram logaritmikus transzformációja után a $\log(N(l)) = \log F - E * \log(l)$ függvény lineáris regresszióval történő keresését jelenti az extrém rövid és extrém hosszú törések elhagyását követően. Mivel a tapasztalatok szerint (*M.TÓTH-KAMERA* 2010) az eljárás rendkívül érzékeny a gyakorisági hisztogramokon választott intervallum beosztásra, ennek értékét a $k = 2 * INT(\log_2(\max(l))$ képlettel számítottuk.

A hosszúság mérése mellett a törések nyitottságának meghatározásához is szükséges a törések valós geometriájának számottevő egyszerűsítése. A szakirodalomban, széles körben követett megközelítés szerint az egyedi töréseket lapos korongokkal közelíthetjük, s így a nyitottságot a fedőlapok közötti távolság jelenti (*WHITERSPOON et al.* 1980). Mivel a valóságban egy törés geometriája nagyon bonyolult is lehet, a nyitottságot minden esetben legalább három (számos esetben több) helyen mértük le, majd átlagoltuk. A nyitottság eloszlás meghatározása ezután a hosszúság eloszlással azonos módon történt; a két paraméter (hosszúság, nyitottság) közötti lineáris függvénykapcsolatot (*GUDMUNDSSON et al.* 2001) a regressziós egyenes meredekségével jellemeztük (a).

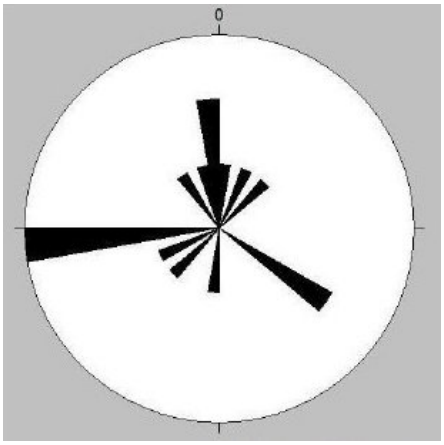
A repedések térbeli eloszlását a repedés középpontok és a repedéseket képviselő vonalhálózat által kirajzolt mintázat fraktál dimenziójával jellemezzük, mivel, ellentétben számos más paraméterrel (pl. törésintenzitás), ez az adat számol a töréshálózat skálainvarianciájával (*KORVIN* 1992, *TAYFUN* 2001, *M.TÓTH* 2003, 2010, *NIETO-SAMANIEGO et al.* 2005). A fraktáldimenzió értékének meghatározására számos módszer ismert (Mass Radius, Cumulative Intersections, Vectorized Intersections, Convex Hull Intersections, Convex Hull stb.). A számolások során a széles körben használt box-counting módszert követtük (*BARTON-LARSEN,* 1985), mely szerint a vizsgált geometriai objektumot különböző oldalhosszúságú rácsháló-val lefedve, a mintázat valamely elemét tartalmazó cellák („*dobozok*") száma arányos azok méretével úgy, hogy $N(r) \sim r^{-D}$. A számítások a Benoit 1.3 szoftverrel történtek.

A fenti módszerekkel származtatott törésgeometriai alapadatok teljes mintaterületre történő térbeli kiterjesztését krigeléssel végeztük Surfer 8.0 környezetben. A krigelés bizonytalanságát a program „*Residuals*" parancsával számítottuk ki.

A mintaterület minden pontjára a fenti módon meghatározott törésgeometriai alapparamétereket (hosszúságeloszlás *E* paramétere, törésközéppontok *D* fraktál dimenziója, dőlés, csapás eloszlás) felhasználva a RepSim programcsomag alkalmazásával töréshálózatot szimuláltunk. Az alkalmazott szoftver DFN (discrete fracture network) algoritmust követ (*M. TÓTH* 2003, 2008), úgy, hogy a modellezett háromdimenziós törésmintázat geometriai paraméterei statisztikailag megegyezzenek a mérttel. A modellépítés során a 100 m oldalhosszúságú kocka alakú kiinduló cellákat a térképezés eredményeként kapott gridháló értékeivel töltöttük fel. A modellezés során elsősorban arra kerestük a választ, hogy a terület repedezettség szempontjából összefüggő-e, illetve amennyiben nem, akkor a kommunikáló töréscsoportok relatív mérete (azaz a magukba foglalt kommunikáló törések száma) mekkora. A maximális repedéshosszat 60 m-ben határoztuk meg, míg a minimális repedéshosszat a modellezés során folyamatosan növeltük, így szimulálva a cementáció, agyagkitöltés, a kis törések elzáródásának hatását.

Észlelési adatok

Munkánk során összesen 14 felszíni és felszín alatti feltárásból sikerült fotót készíteni, illetve azokat kiértékelni. A mérések eredményeit táblázatos formában közöljük *(I. táblázat)*, a mikrotörések orientációját rózsadiagram mutatja *(5. ábra)*. A fent vázolt módszerekkel származtatott másodlagos adatokból készített paraméter térképeket a *6, 7, 8, 9. ábrák*, a modellezés eredményeit a *10. ábra* mutatja.

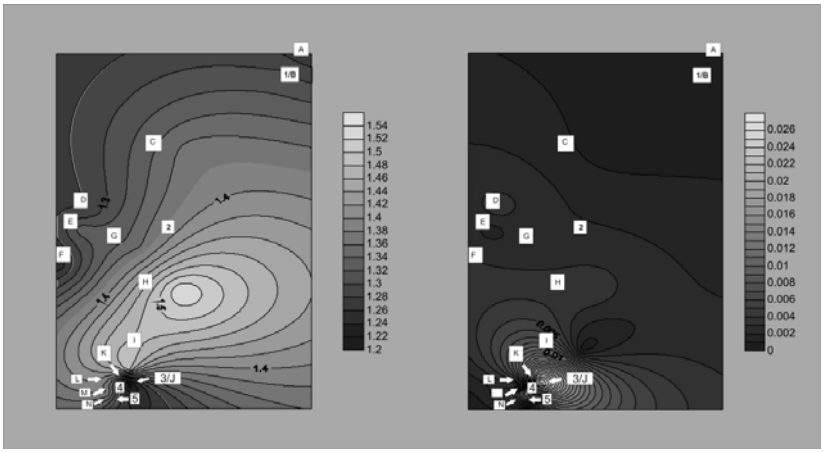


5. ábra: A mikrotörések orientációja 14 észlelési pont adatai alapján
Figure 5.: Orientation of the microfractures based on data representing 14 sampling points

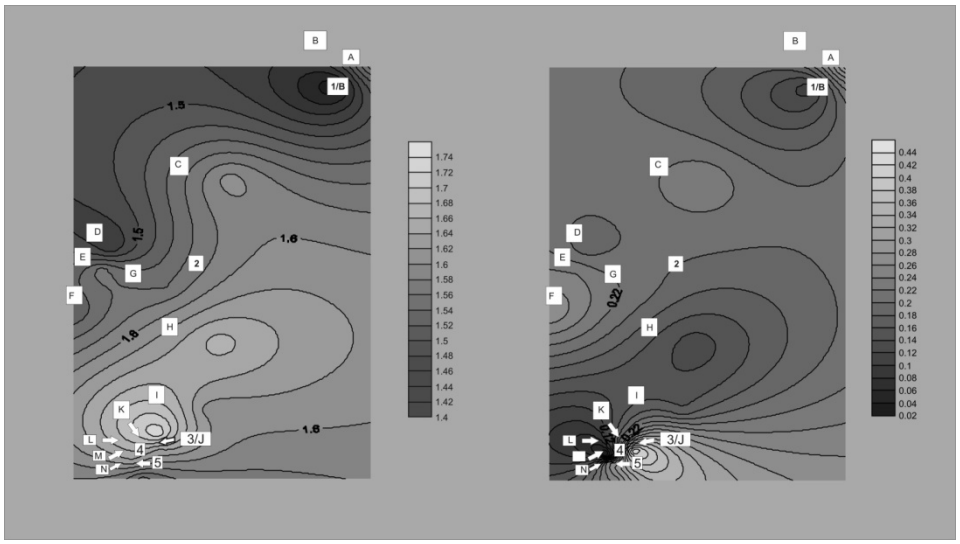
1. táblázat
Table I
.

A mikrotörés adatok összefoglaló táblázata (D_centr: törésközéppontok fraktál dimenziója, D_mint: 2D törésháló zat fraktál dimenziója, E: hosszúságkitevő, a: nyitottság függvény meredeksége)
Summary of microfracture geometric data (D_centr: fractal dimension of fracture midpoints, D_mint: fractal dimension of the 2D fracture pattern, E: length exponent, a: slope of the aperture function)

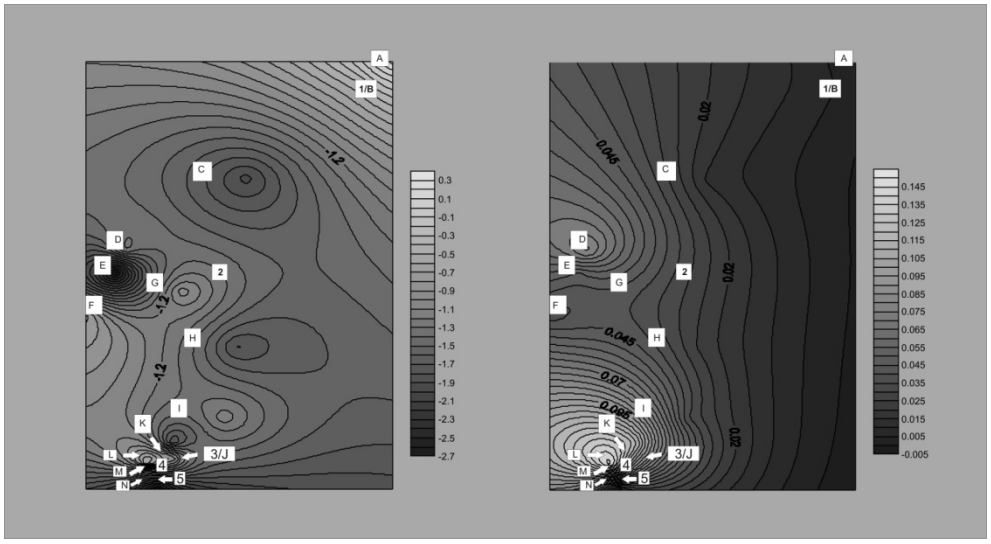
minta	EOV_X	EOV_Y	D_centr	D_mint	E	a
Gomba	88793,936	581771,93	1,26	1,57	0,24	n.a
Körtvélyesi_3	87490,255	580813,744	1,33	1,57	-2,71	0,05
Körtvélyesi_2	87229,894	580682,355	1,24	1,52	-0,67	0,22
Körtvélyesi_1	87634,632	580853,403	1,28	1,46	-1,28	0,002
Nagykaszáló_1	86670,928	581061,602	1,54	1,67	-1,82	0,032
Nagykaszáló_3	86482,242	581007,907	1,45	1,61	-1,13	0,091
Sárkányvölgy_1	86475,223	581108,757	1,37	1,61	-1,94	0,004
Szuadó_1	86376,627	581116,221	1,35	1,56	-0,94	0,004
Szuadó_2	84637,601	580614,754	1,20	1,64	-0,76	0,014
Szuadó_3	84637,979	580608,744			-0,43	0,007
Szuadó_4	84651,178	580609,31	1,38	1,64	-1,42	0,035
Szuadó_6	85802,45	580855,161	1,28	1,53	-3,25	0,005
Trió	86347,182	580722,262	1,49	1,74	-2,03	0,008
Vízfő	88 670,21	581 611,158	1,30	1,4	-0,41	0,1



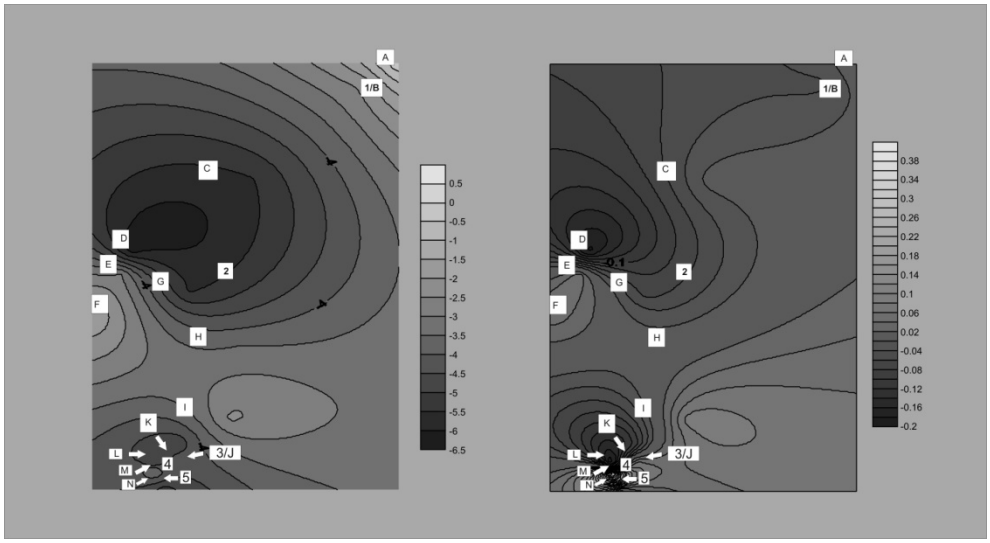
6. ábra: A törésközéppont fraktál dimenzió értékek térképe (bal) és a krigelés hibája (jobb)
Jelmagyarázat: 1: Vízfő-forrásbarlang, 2: Achilles barlang, 3: Trió-barlang, 4: Gilisztás-barlang 5: Szuadó-barlang, A: Gomba, B:Vízfő-forásbarlnag, C: Sárkány-völgy_1 D:Körtvélyesi_1, E: Körtvélyes_2, F:Körtvélyesi_3, G:Szuadó_1 H: Nagykaszáló_1 I:Nagykaszáló_3 J:Trió-barlang K:Szuadó_2, L:Szuadó_3, M: Szuadó_4, N: Szuadó_6
Figure 6.: Fractal dimension map of the fracture midpoints (left) and the kriging error map (right)
Legend: 1: Vízfő-cave, 2: Achilles-cave, 3: Trió-cave, 4: Gilisztás-cave 5: Szuadó-cave, A: Gomba, B:Vízfő-spring, C: Sárkány-völgy_1 D:Körtvélyesi_1, E: Körtvélyes_2, F:Körtvélyesi_3, G:Szuadó_1 Nagykaszáló_1 I:Nagykaszáló_3 J:Trió-cave K:Szuadó_2, L:Szuadó_3, M: Szuadó_4, N: Szuadó_6



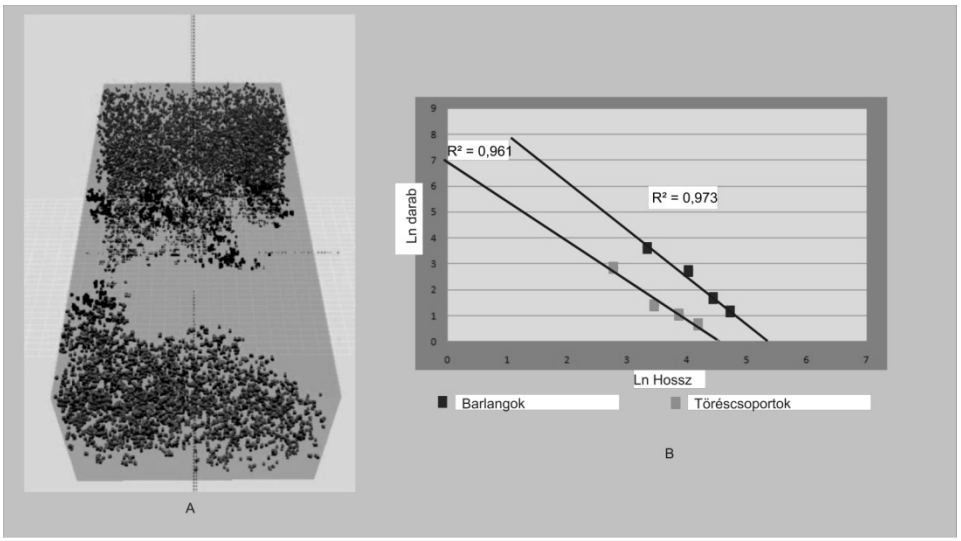
7. ábra: A 2D törésmintázatok fraktál dimenzió térképe (bal) és a krigelési hibatérkép (jobb) (számok, mint a 6. ábrán)
Figure 7.: Fractal dimension map of the 2D fracture pattern (left) and the kriging error map (right) (numbers: see Fig. 6.)



8. ábra: A hosszúságkitevő (E) térképe (bal) és a krigelési hibatérkép (jobb) (számok, mint a 6. ábrán)
Figure 8.: Map of the length exponent (E) (left) and kriging error map (right) (numbers: see Fig. 6.)



9. ábra: A nyitottság paraméter (a) térképe (bal) és a krigelési hibatérkép (jobb) (számok, mint a 6. ábrán)
Figure 9.: Map of the aperture parameter (a) (left) and kriging error map (right) (numbers: see Fig. 6.)



10. ábra: A kommunikáló töréscsoportok térbeli helyzete a RepSim modell alapján (a), A barlangok mért (szürke) és a töréscsoportok modellezett (fekete) méreteloszlása (b)
Figure 10.: Spatial positions of the communicating fracture clusters int he RepSim model (a), Size distributions of caves (measured, grey) and the fracture clusters (simulated, black) (b)

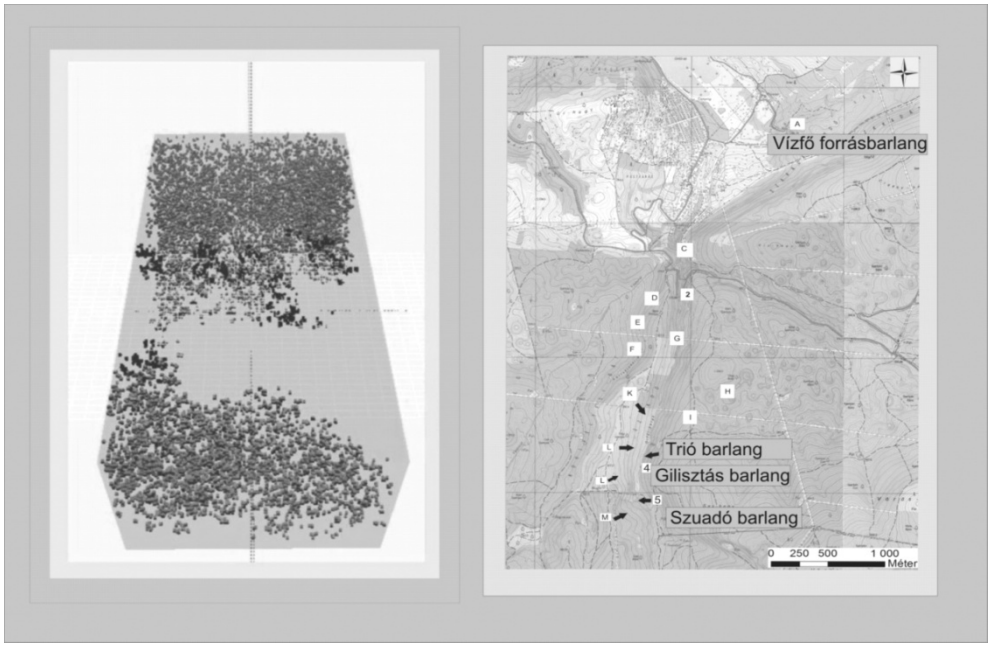
Diszkusszió

A viszonylag kevés mérési pont ellenére úgy véljük, hogy a kapott adatok értékelhető mértékben jellemzik a területet, melyet jól alátámasztanak a bi-

zonytalansági térképeken látható kis krigelési hiba értékek is *(6., 7., 8., 9. ábrák)*. A mintaterületen a mikrotörés sűrűség térbeli eloszlása meglehetősen heterogén képet mutat. Mind a törésközéppontok, mind a törésmintázat fraktál dimenzió értékei alapján számított térképen a központi ÉK-DNY irányú pászta jóval nagyobb értékekkel jellemezhető, mint a terület egyéb részei. Azaz az ÉNY-i és DK-i zónában a töréssűrűség viszonylag alacsony, míg a vizsgált terület középső részén lényegesen nagyobb a törések száma. Másrészt megállapítható, hogy a mikrotöréseknek sem a hosszúság eloszlása, sem a nyitottság eloszlása nem mutat ilyen egyértelmű irányítottságot a térben. Sem a rövid, sem a hosszabb repedésekkel jellemezhető zónák nem esnek területileg egybe a legnagyobb töréssűrűségű területekkel *(8, 9, 10. ábrák)*.

A mérési adatok alapján felépített 3D törésmodellek szerint az összefüggő törés részrendszerek a térben nem szükségképpen esnek egybe a legnagyobb törés intenzitással jellemezhető területekkel. Inkább ott alakul ki jelentősebb töréscsoport, ahol a viszonylag sűrű repedezettség relatíve hosszú törésekkel párosul. A RepSim programmal azonos feltételek mellett végzett többszöri szimuláció alapján a kommunikáló törés részrendszerek mérete és földrajzi helyzete meglehetősen stabil. A szimuláció eredménye szerint a vizsgált területen két jelentős méretű összefüggő törésrendszer alakult ki, melyek között a geometriai kapcsolat gátolt. A két nagy töréscsoportot a terület délkeleti, illetve északi részén valószínűsíthetjük, s azok jól azonosíthatók a jelentősebb ismert barlangok térbeli helyzetével *(11. ábra)*.

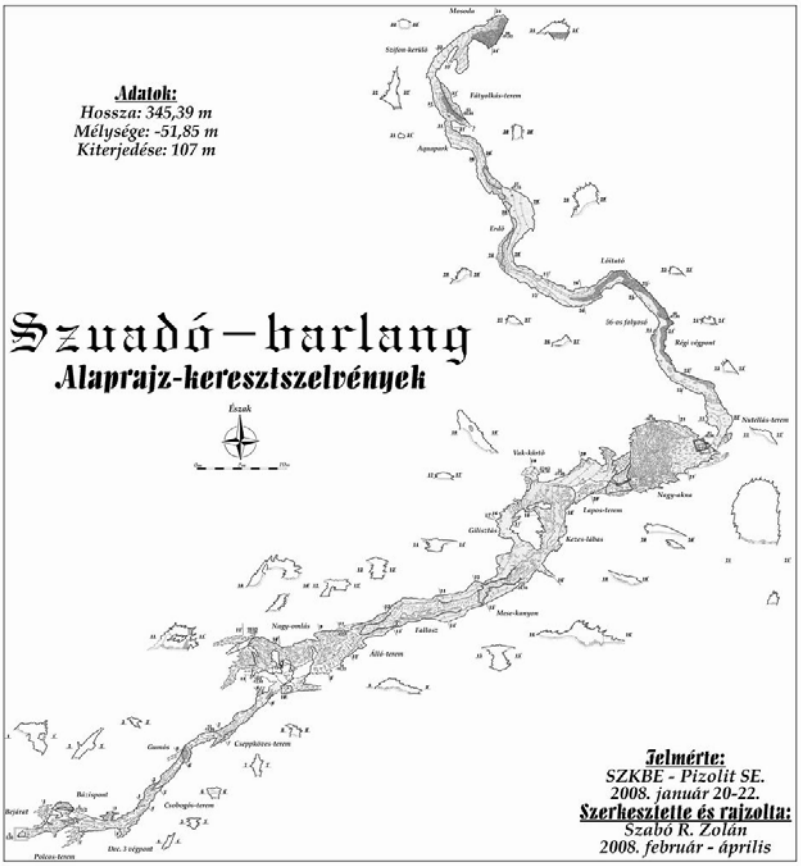
A modell a legnagyobb méretű kommunikáló törésrendszert a Vízfőforrásbarlang környezetébe jósolja, míg a második legkiterjedtebb kommunikáló zóna a szuadó-völgyi víznyelők területével esik egybe. Bár a karsztosodás szempontjából fontos a törések nagy száma, esetünkben a kevesebb, de hosszabb törések hatékonyabban kapcsolják össze az egyedi repedéseket kommunikáló hálózattá, így alakítva ki jobb feltételeket a karsztvíz áramlásának, a barlangok kialakulásának. A területen ismert barlangok méreteloszlása (az országos barlangkataszter alapján), igazolva az általános megfigyelést (*KORVIN* 1992, *CURL* 1986), hatványfüggvény eloszlást követ. Ennek jellege megegyezik a törés szimuláció eredményeként kapott összefüggő töréscsoportok méreteloszlásával *(10. ábra)*. Mindezek alapján feltételezhetjük, hogy a generált modellek megfelelő biztossággal írják le a terület repedéshálózatának fő jellemzőit.



11. ábra: A kommunikáló töréscsoportok és a barlangok térbeli helyzete
Figure 11.: The spatial position of the fracture clusters and the caves

A töréssűrűség térképeken felismerhető ÉK-DNY irányítottság az ÉNY-Mecsekben nagyobb mérettartományban végzett szerkezetföldtani vizsgálatok alapján is egyértelműen kimutatható (*CSONTOS et al*. 2002, *LIPMANN et al*. 2008, *KONRÁD* 2001, *KONRÁD* 2010). Ez a mikro- és makroszerkezetek genetikai kapcsolatát valószínűsíti, megfigyeléseink így koherensek azon esettanulmányokkal, melyek szerint a törésmintázatok skálainvariáns mintázatot követnek, így fraktál geometriai módszerekkel modellezhetők (*YIELDING* 1992, *NIETO-SAMANIEGO et al*. 2005, *KORVIN* 1992, *M. TÓTH et al.* 2010). A mikrotöredezettség anizotrópiája a nagyszerkezeti vonalak irányával való egybeesés mellett a felszíni és felszín alatti karsztformák, elsősorban a dolinák térbeli elhelyezkedésével, a barlangok, barlangjáratok irányítottságával is szoros kapcsolatban áll. Így, többek között a Szuadó-barlang lefutásának iránya a mikrorepedezettség irányultságát követi (*12. ábra*), s a nem egyértelműen ebben az irányban futó barlangok irányát is erősen befolyásolják az ilyen irányú járatok. A Gilisztás barlangban egy markáns ÉK-DNY irányú vető mentén alakult ki a „Hasadék” nevű járat, s szintén egy ilyen irányú vető menti omlás zárja el a tovább vezető járatot a Trió-barlang „*Vizes-ági*” végpontján. Számos más barlangban, ahol jelentősebb vetőt nem találunk, a nagyobb mértékű üregesedés

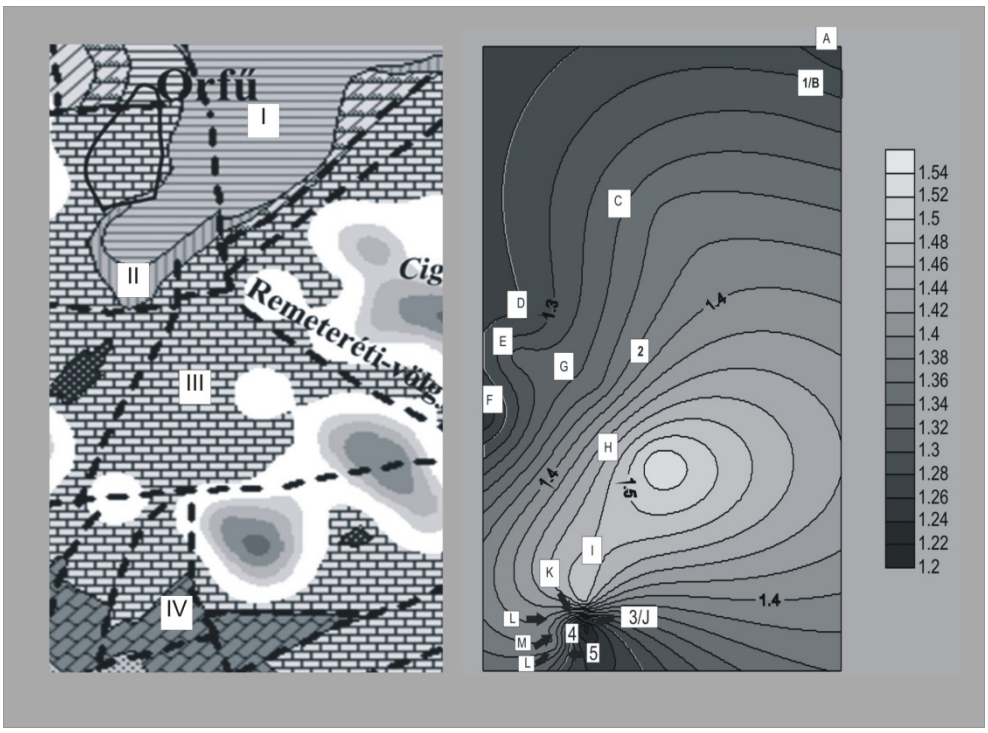
ebben a kitüntetett irányban történt. Erre kitűnő példa az Achilles-barlang és a Vízfő-forrásbarlang (*RÓNAKI* 1962). Ez arra enged következtetni, hogy a vizsgált területen a barlangok kialakulása során meghatározó volt az a szerkezeti preformáció, mely oly mértékben befolyásolta, illetve befolyásolja jelenleg is az áramlási pályákat, hogy azok nem a domináns északi dőlés által kijelölt gradiens irányában mozognak, hanem eltérülnek ÉK-i irányba. Hasonló szerkezeti kontroll számos karsztterületen ismert *(BILLI et al.* 2007).



12. ábra: A Szuadó-barlang alaprajza (Országos Barlangkataszter)
Figure 12: Plan of the Szuadó cave (Hungarian Cave Registry)

A mikrotörések mérettartományában intenzíven repedezett zónában kiemelkedően nagy a dolinák száma (*LIPMANN et al* 2008), azok irányultságát figyelembe véve azonban az ÉK-DNY-i irányultság nem jellemző *(13. ábra)*. Ez elsősorban nem szerkezeti okokra, hanem a töbrökhöz kapcsolódó

lejtőirányú vízvezető csatornák kialakulására vezethető vissza (*LIPMANN et al* 2008).



13. ábra: A terület dolina sűrűsége (bal, LIPPMAN 2008 nyomán) és a mikrotörések sűrűsége (jobb)
I-III Triász mészkő típusok, IV: Triász konglomerátum, 1: Vízfő-forrásbarlang, 2: Achilles barlang, 3: Trió-barlang, 4: Gilisztás-barlang 5: Szuadó-barlang, A: Gomba, B:Vízfő-forásbarlnag, C: Sárkány-völgy_1 D:Körtvélyesi_1, E: Körtvélyes_2, F:Körtvélyesi_3, G:Szuadó_1 H: Nagykaszáló_1 I:Nagykaszáló_3 J:Trió-barlang K:Szuadó_2, L:Szuadó_3, M: Szuadó_4, N: Szuadó_6
Figure 13.: Spatial density of the dolines(left, after LIPPMANN 2008) and the density of the microfractures (right)
I-III. Triassic limestones, IV. Triassic conglomerate, 1: Vízfő-cave, 2: Achilles-cave, 3: Trió-cave, 4: Gilisztás-cave 5: Szuadó-cave, A: Gomba, B:Vízfő-spring, C: Sárkány-völgy_1 D:Körtvélyesi_1, E: Körtvélyes_2, F:Körtvélyesi_3, G:Szuadó_1 H: Nagykaszáló_1 I:Nagykaszáló_3 J:Trió-cave K:Szuadó_2, L:Szuadó_3, M: Szuadó_4, N: Szuadó_6

Mivel az orfűi dolinák fiatal képződmények (*LIPMANN et al* 2008), úgy véljük, hogy a barlangokhoz hasonlóan a dolinák, dolinasorok kialakulásának kezdeti stádiumában is meghatározóak lehettek a mikrotöredezettség geometriai tulajdonságai. Ezzel jól egybevág *GABROVSEK* et al. (2004) és *SINGURINDY* (2005) tapasztalata, miszerint jól repedezett területeken, ahol a permeabilitás és így a fluidumok áramlási sebessége gyorsabb, az oldódás hatásfoka lényegesen nagyobb, így elősegítve a karsztos folyamatok fejlődését, pl. a barlang kialakulást, dolinakép-

ződést, karrok fejlődését, vagy akár a mikrotörések nyitottságának növekedését is. Ezzel egyidejűleg a rosszul repedezett zónákban a törések cementációja zajlik, a karsztos formák nem fejlődnek. Feltehetőleg ez az intenzív oldó hatás eredményezi, hogy a mintaterület mikrotöréseinek nyitottság eloszlása csak robosztus átlagolással közelíthető megfelelően a szakirodalomban egyéb kőzettípusokra leírt hatványfüggvénnyel. Az intenzíven repedezett zónákban kialakul az a pozitív visszacsatolási folyamat, mely során minél nyitottabb egy repedés, annál nagyobb oldódó felülettel bír, ami elősegíti az oldódást, így a karsztosodás folyamata egyre gyorsul (*JAKUCS* et al. 1971, *FILIPPONI* 2009).

A szuadó-völgyi nyelők esetében a törésmodell alapján egy összefüggő törésrendszer feltételezhető. Így nem kizárható, hogy a Szuadó, a Gilisztás és a Trió barlangok egymással közvetlen kapcsolatban állnak. Mivel a korábbi feltáró kutatások nem ilyen irányban folytak, ezt az összefüggést eddig nem ismerhették fel. A kapcsolat felderítésére a gyakorlatban alkalmazott módszerek közül jelen esetben a radon gáz mozgása adhat támpontot. Ilyen típusú vizsgálatok korábban történtek a szuadó-völgyi nyelők esetében is (*KOLTAI et al.* 2010), de a módszer bizonytalansága meglehetősen nagy, s a kapcsolatok igazolására vagy kizárására nem volt alkalmas a méréssorozat. Ezzel szemben ismert, hogy a nyelő- és forrásterületek között létezik hidrológiai kapcsolat, bár barlangjáratot a két régió között nem találtak. Ez alátámaszthatja a törésmodell helyességét, mely alapján a két terület között egy rosszul kommunikáló térrész tételezhető fel.

Természetesen a karsztba beszivárgó vizeknek csak bizonyos százaléka mozog a törési síkokon, ezek híján jelentős mennyiségű víz mozog a réteglapok atektonikus eredetű határain is (*KAUFMANN* 2003, *KAUFMANN-ROMANOV* 2008). A Mecsekben erre tipikus példa a Szuadó-völgyi víznyelő barlangok bevezető réteglapok által vezérelt szakasza, mely képes akár több 100 l/p vízhozamot is elnyelni. A Trió barlangban jellemzően ezek a szakaszok (pl. „*Csúszda*”, „*Könyvtár*”) északi irányokkal bírnak, mely megegyezik a területen mérhető átlag rétegdőléssel. Bár jelenleg nincsenek mérések a karsztvíz áramlási helyére vonatkozóan, vízfestéssel számos esetben vizsgáltak járatjelleget a Vízfő-forrás vízgyűjtőjén a nyelők és a forrás között (*SZŐKE-ORSZÁG* 2006, *RÓNAKI* 2007). Ezek a vizsgálatok számos esetben mutattak gyors megjelenési időt, s így szoros hidrológiai kapcsolatot, ugyanakkor festékanyag észlelési idejének igen nagy szórása miatt a járatjelleg becslések rendkívül bizonytalanok.

Összefoglalás

Dolgozatunkban a területen lévő mikrorepedezettség és a karsztos formák (elsősorban a barlangok) közötti kapcsolatot vizsgáltuk.

A mikrorepedezettség térképezése során egy ÉK-DNy irányultságú deformált zónát sikerült kimutatni, melynek iránya egybeesik több barlang fő csapásának irányával, a víznyelő barlangjairól méltán híres Büdöskúti-völgy lefutásával, egyezik a területen domináló ÉK-DNy-i szerkezeti vonalakkal, illetve megegyezik a recens feszültségtér legnagyobb horizontális főfeszültség irányával.

A mérési adatokat felhasználva generált törésrendszer vizsgálata során kimutatható, hogy a területen lévő töréseknek, közel 20 százaléka kapcsolódik egyetlen összefüggő töréscsoportba, mely így egy kiugróan nagy kommunikáló törésrendszert hoz létre, illetve egy másik jelentős (~5%) töréscsoport is létezik. A két töréscsoport a térben jól elkülönül, köztük a töréses kapcsolat geometriailag gátolt, azonban bizonyított a hidrológiai kapcsolat ami – tekintve a karsztos kőzetek elhanyagolható mátrix porozitását – elsősorban a réteglapok közötti térben történhet.

A dolgozat eredményei alapján úgy gondoljuk, hogy a Szuadó-völgyi nyelők között a kapcsolat még a nyelők közeli környezetében kialakulhat, de ez a kapcsolat nem szükségképpen esik egybe a karsztvíz áramlási pályájával, így nem feltétlen alakul ki egy nagyobb járatszelvény, amely megkönnyítené a barlangok kutatását.

A mérési és modellezési eredményeket összevetve feltételezhető, hogy a Szuadó-völgyi nyelők esetében a fejlettebb járatok ÉK-DNy-i irányokkal jellemezhetőek, az ilyen irányú hasadékok, barlangok kutatására célszerű energiát fektetnünk.

IRODALOM

BARTA K.-TARNAI T. (1997): Karsztkutatás az orfűi Vízfő-forrás vízgyűjtő területén – Karszt és Barlang 1997. I-II. sz. p. 12-19.

BARTA K.-TARNAI T. (1999): Karstmorphological Research In The Mecsek Mountains, South Hungary - Acta Carsologica 28/1, 1. Ljubljana, p. 13-25.

BARTON, C. C.-LARSEN, E. (1985): Fractal geometry of two-dimensional fracture networks at Yucca Mountain, Southwestern Nevada. In: Stephanson, O. (ed.): Proc. Int. Symp. On Fundamentals of Rock Joints, p. 77-84

BENKITS L.-CSONTOS L. J.-L. MANSY, F. BERGERAT (1997): Folding in the Abaliget road Cut – Acta Geologica Hungarica, Vol 40/4, p. 425-440
BILLI A.-VALLE A.-BRILLI M.-FACENNA C.-FUNICIELLO R. (2007): Fracture controlled fluid circulation and dissolutional weathering in sinkhole-prone carbonate rocks from central Italy – Journal of Structural Geology 29 p. 385-395
CURL R. L. (1986): Fractal dimensions and geometries of caves-Mathematical geology vol 18 no. 8.
CSONTOS L.-BENKOVITS L.-BERGERAT F.-MANSY J.L.-WÓRUM G. (2002): Tertriary deformation history from seismic section study and fault analysis in former European Tethyan margin (The Mecsek-Villány area, SW Hungary) - Tectonophysics 357 p. 81-102
FILIPPONI M.-JEANNIN P.-TACHER L. (2009): Evidence of inception horizons in karst conduit networks-Geomorphology 106 p. 86–99
JAKUCS L. (1971): A karsztok morfogenetikája. Bp. - Akadémiai Kiadó 46
GABROVSEK F.-ROMANOV B.-DREYBRODT W. (2004): Early karstification in a dual-fracture aquifer: the role of exchange flow between prominent fractures and a dense net of fissures. Journal of Hydrology 299 p. 45-66
GUDMUNDSSON, A.-BERG, S. S.-LYSLO, K. B.-SKURTVEIT, E. (2001): Fracture networks and fluid transport in active fault zones. Journal of Structural Geology 23/2-3 p. 343-353
KAUFMANN G.-ROMANOV D. (2008): Cave developement in the Swabian Alp, South West Germany: A Numerical perspective – Journal of Hydrogeology 349 p. 302-317
KAUFMANN G. (2003): Modelling unsaturated flow in an evolving karst aquifer- Journal of Hydrology 276 p. 53-70
KOLTAI G.-ORSZÁG J.-TEGZES Z. (2010): Radontransport mesaurments in Mecsek Mountains- Karsdevelopment vol. 1 issue 1. p. 18-30
KONRÁD GY.-SEBE K. (2010): Fiatal tektonikai jelenségek új észlelései a Nyugat-Mecsekben és környezetében. - Földtani Közlöny 140/2 p. 135-163
KORDOS L. (1984): Magyarország barlangjai p. 232-253 – Gondolat Kiadó
KORVIN G. (1992): Fractal Models in Earth Science p.191-230 - Elsevier
LIPMANN L.-KISS K.-MÓGA J. (2008): Az Abaliget- Orfűi Karszt karsztos felszínformáinak vizsgálata térinformatikai módszerekkel – Karsztfejlődés XIII, Szombathely p. 151-166
LOVÁSZ GY. (1985): Csuszamlásos folyamatok Orfű térségében – Mérnökmorfológiai térképezés MTA Földrajztudományi Kutató Intézet Budapest p. 95-108

LOVÁSZ GY. (1971): Adatok az Abaligeti- karszt geomorfológiai és hidrológiai jellemzéséhez- Földrajzi Értesítő XX. évf. 3. füz. p. 283-296.
M. TÓTH T, KAMERA R. (2010): Repedésrendszer legfontosabb tulajdonságainak elemzésére és a Vizsgált paraméterek térbeli kiterjesztésére alkalmazható elemzési eljárás módszertani kidolgozására, ellenőrzése és optimalizálása p. 2-14 – SZTE jelentés
M. TÓTH T. (2003): Mészkő területek repedésrendszerének modellezési lehetőségei p. 447-455 – Ünnepi tanulmányok Keveiné Bárány Ilona professzor asszony tiszteletére
M. TÓTH T. (2008): Repedezett, Metamorf tárolók az Alföld aljzatában - MTA doktori értekezés
M.TÓTH T.-VASS I. (2011): Relationship between the geometric parameters of rock fractures, the size of percolation clusters and REV- Mathematical Geosciences 43 p. 75-97.
NIETO-SAMANIEGO, ALANIZ ALVAREZ S.A., TOLSON G., OLESCHO K., KORVIN G., S. S. XU, J.A. PEREZ-VENZOR (2005): Spatial distribution, Scaling and Self similiar behaviour of Fracture Arrays in the Los Planes Fault Baja, California Sur, Mexico - Pure and Applied Geophysics 162 p. 805-826
ORSZÁG J.-SZŐKE E. (2006): A mecseki Rumba-barlang víznyomjelzéses vizsgálata – Karsztfejlõdés XI., Szombathely, p. 275-286.
RÓNAKI L. (1962): Az Orfűi Vízfőforrás-barlang feltárt szakaszának földtani viszonyai - Karszt és Barlang 1962/II p. 51-55
RÓNAKI L. (2007): A Mecseki Karszton történt víznyomjelzések áttekintése – Karsztfejlődés XII, Szombathely p. 91-103
RÓNAKI L. (1971): Vízfő-forrás és Barlangjának kutatása – Karszt és Barlang p. 25-30
SEBE K. (2008): Egykori és Mai kéregmozgások a Mecsekben- Élet és tudomány 2008/23 p. 720-723
SINGURINDY O.-BERKOWITZ B. (2005): The role of fractures on coupled dissolution and precipitation patterns in carbonate rocks - Advances in Water Resources 28 p.507–521
SZABÓ P. Z. (1955): A fiatal kéregmozgások geomorfológiai és népgazdasági jelentősége a Déldunántúlon - Dunántúli Tudományos Intézet gyűjteménye IV.
SZÉKELY K. (2003): Magyarország fokozottan védett barlangjai - Mezőgazda kiadó p. 396-398
TAYFUN B. (2001): Fractal analyzis of 2-D fracture networks of geothermal reservoirs in South-western Turkey- Journal of Vulcanology and Geothermal research 112 p. 83-103

WHITTERSPOON, P. A.–WANG, J.S.Y.–IWAI, K.–GALE, J. E. (1980): Validity of cubic law for fluid flow in deformable rock fracture. - Water Resources Research 16/6. pp. 1016-1024.
YIELDING G. (1992) : The prediction of small-scale faulting in reservoirs - First Break vol 10, No 12 December 1992/449