

See discussions, stats, and author profiles for this publication at: <https://www.researchgate.net/publication/360678301>

# A MIKROTÖRÉS-HÁLÓZAT ÉS A KARSZTOSODÁS KAPCSOLATA EGY PALEOKARSZTOS (GOMBA) SZÉNHIDROGÉN REZERVOÁRBAN

Chapter · January 2017

CITATIONS

0

READS

20

2 authors:



**Márton Bauer**

Geological and Geophysical Institute of Hungary

10 PUBLICATIONS 39 CITATIONS

[SEE PROFILE](#)



**Tivadar M. Tóth**

University of Szeged

148 PUBLICATIONS 973 CITATIONS

[SEE PROFILE](#)

Some of the authors of this publication are also working on these related projects:



Metamorphic basement of the Tisia Megaunit [View project](#)



Modelling of the fractured Dorozsma crystalline reservoir, SE Pannonian Basin [View project](#)

# A MIKROTÖRÉS-HÁLÓZAT ÉS A KARSZTOSODÁS KAPCSOLATA EGY PALEOKARSZTOS (GOMBA) SZÉNHIDROGÉN REZERVOÁRBAN

**Bauer Márton<sup>1</sup>, M. Tóth Tivadar<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat, Budapest

<sup>2</sup> Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged  
e-mail: baumart87@gmail.com

## ÖSSZEFOGLALÁS

A gombai rezervoár rétegsorában a leggyakoribb kőzettípus a grainstone, wackestone szövetű onkoidos mészkő. A mészkő fedője kaotikus szövetű, változó vastagságú breccsa. A breccsa mátrixának összetétele (nagy dickit- és kvarctartalom), a breccsát alkotó szemcsék összetétele (karbonátok, metamorf kavicsok és agyagkövek), valamint a szöveti paraméterek mind kizárják a tektonikus eredetet. Ásványtani, geokémiai és képelemzés-eredmények alapján, a breccsa kialakulása karsztosodáshoz kötött, hidraulikus genetikájú.

Az érköltések vizsgálata, valamint az ásványos összetétel alapján arra következtetésre jutottunk, hogy a gombai rezervoár a régmúltban bizonyosan magasabb hőmérsékleti tartományba került, mint a mai állapot (125 °C). A törésekben található szerves anyag Raman termometriai mérési eredménye, valamint a mintákban található dickit jelenléte a betemetődés maximális hőmérsékletét ~220 °C-nak mutatja.

A gombai terület repedésrendszerének vizsgálata során 4 törésgenerációt különítettünk el, melyek közül a legfiatalabb (breccsa képződését követő) törésrendszer kalcit kitöltéseiben, a napjainkban termelt kőolajjal azonos UV-spektrummal jellemezhető kőolajzárványokat azonosítottunk. Ez bizonyítja, hogy a törésrendszer aktív eleme a recens szénhidrogén migrációnak. Az idősebb törésgenerációk bitumen kitöltést tartalmaznak, ami egy korábbi szénhidrogén migrációt jelez. Az egyedi törések képelemzési vizsgálata alátámasztja, hogy számos törés alakja az oldódás hatására számottevően módosult. Az oldott és nem oldott törések numerikus elkülönítésére számított diszkriminancia-függvény alkalmazásával az oldódás mértéke megbecsülhetővé vált.

A gombai területen igazoltuk egy karsztosodási esemény meglétét, melyet alátámaszt a Gomba–1 fúrása során harántolt üreg jelenléte, a különböző mélységekben megjelenő polimikt breccsa, a breccsa klasztjai között feltárt (valószínűleg)

cseppkő eredetű édesvízi mészkő töredék, a jelentős számú oldott törés, a fúrómagokon található oldódási nyomok, valamint a breccsa mátrixában található jelentős dickit-tartalom, amely a trópusi mállás eredményeként létrejövő kaolinit nagyobb hőmérsékleten stabilis módosulata.

A gombai rezervoár esetében, a Gomba–1 fúrás környezetében a töréshálózat nem alkot összefüggő törésrendszert. Két összefüggő, nagyméretű törésrendszert választ el egy nem töredezett zóna, amely predesztinálja a barlangképződésre alkalmas mélységtartományokat. A barlangképződésre alkalmas mélység-intervallumok mindegyike tartalmaz valamilyen paleobarlangra utaló nyomot (pl. barlangi üledék, nyitott üreg, extrém nagy/teljes iszapvesztés). A földtani környezet és irodalmi analógiák alapján az egykori barlangrendszer egy epigén, patakos (branchwork) típusú barlang volt, melynek fő járatai ÉK–DNY irányt vehettek fel.

## 1. Bevezetés

A karsztok a karsztosodásra hajlamos kőzettestek egy fejlődési állapotát jelenítik meg, amelyek térben és időben dinamikusan és geológiai skálán nézve rendkívül gyorsan változnak. A karsztok kezdeti állapota, a szingenetikus karsztosodás, ami tulajdonképpen a korai diagenézis egy stádiumaként fogható fel, míg a végállapot a betemetett karszt, ami akár több millió éves is lehet, fiatalabb kőzetekkel fedett és benne már nem zajlik karsztosodás. Lévén, hogy a karsztosodást számos paraméter befolyásolja (kőzet, klíma, bioszféra), a két végállapot között számos megjelenési formája lehetséges. Megjelennek a trópusokon, vagy akár magashegyi területeken, megjelenhetnek fedett, vagy fedetlen karsztként is, rendkívül nagy morfológiai különbséggel.

Az általunk vizsgált terület, egy közel 2500 méter mélységben eltemetett, karsztosodásra alkalmas kőzettest, Gomba község határában (Magyar Paleogén Medence), amely jelenleg az ország egyik legfontosabb szénhidrogéntároló képződménye. A területről minden tekintetben kevés geológiai ismeret áll rendelkezésre. Az első kutatófúrások 2001-ben mélyültek és a fúrások során erősen repedezett, karsztosodásra alkalmas mészköveket és genetikailag ismeretlen breccsákat fúrtak meg. A fúrás során, több helyen korlátlan mértékű iszapveszte-

séget, illetve a fúrószerkezet esését tapasztalták, így már akkor felmerült a lehetőség, hogy a terület valamikor karsztosodhatott.

Kutatásunk alapgondolata, hogy egy, a térben és időben dinamikusan változó karsztos kőzettestből idővel lepusztult paleokarszt lesz, aminek az egyik legjellemzőbb tulajdonsága a változatlan törésrendszere maradhat. Az általunk vizsgált alapvető kérdés, hogy egy kőzettest egykori karsztos jellegére következtethetünk-e a törésrendszere alapján? Ahhoz, hogy ezt a kérdést megválaszoljuk, három kérdéskört vizsgáltunk a területen, a litológiát, a karsztosodáshoz köthető jelenségek térbeli megjelenését, illetve a törésrendszert.

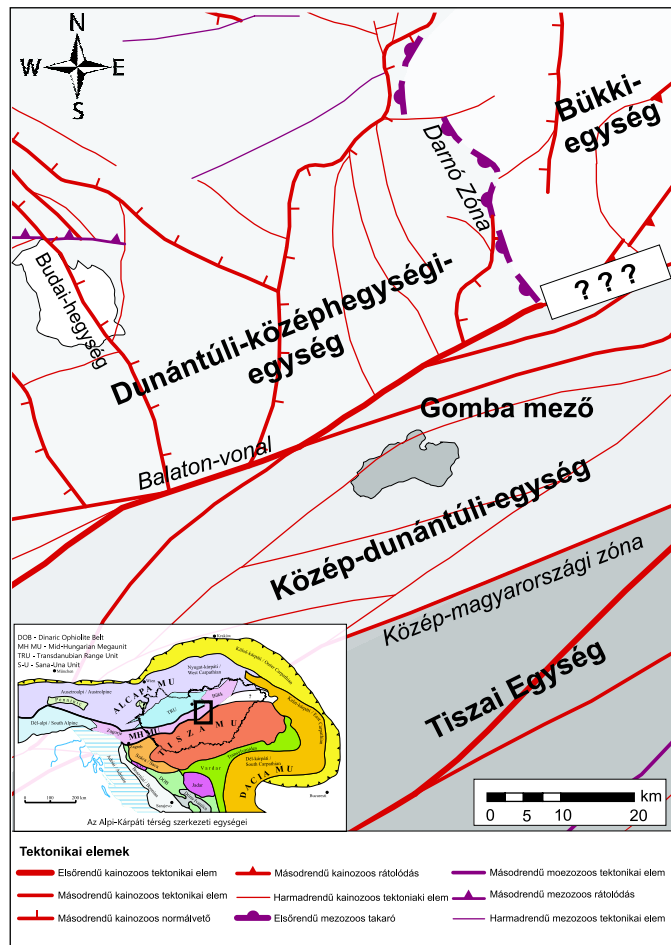
## 2. Földtani ismeretek

Magyarország szénhidrogén-képződményei jellemzően miocén-pliocén üledékes képződményekben (pl. Algyő), másodsorban pedig a pre-tercier aljzat metamorf (pl. Szeghalom, Mezósas, Pusztaföldvár, Battonya) és karbonátos képződményeiben (pl. Szeged, Üllés, Zsana, Lovászi, Nagylengyel) halmozódtak fel. A fentebb említett nagy múltú szénhidrogén-telepek mellett egyre nagyobb szerepe van a hazai szénhidrogén-termelésben az újonnan feltárt telepeknek is, melyek nagy számban kötődnek aljzati kiemelkedésekhez (pl. Magyar Paleogén Medence).

A részletes földtani kutatások a Magyar Paleogén medencében a 2000-es évek elején kezdődtek meg. Az elsődleges fluidumtárolók mellett (eocén Szóci Mészkö, oligocén Kiscelli Formáció homokkő tagozatai) igen produktívak a triász karbonátos képződmények is. A gombai területről, köszönhetően a rövid kutatási múltnak, tulajdonképpen csak a mező, illetve a környező telepkek (Monor, Nagykáta) fúrásai szolgáltatnak információt.

Földtanilag a vizsgált terület a három alegységre tagolódó Magyar Paleogén Medence északi részén fekvő, Dél-Budai Paleogén egységbe tartozik (Nagymarosy, 1990). Az elfogadott pre-tercier aljzattérkép alapján (Haas et al., 2010) pontosan a Dunántúli-középhegységi-egység (DKE) és a Középdunántúli-egység (DE) határán fekszik, közel a Bükk-egységhez. Míg a Dunántúli-középhegységi-egység Középdunántúli-egységgel való kontaktusát, a jelentős tektonikai igénybevételnek kitett, nagyléptékű oldalelmozdulással jellemezhető Balaton-vonal jól definiálja, addig keleti határa nagymértékben bizonytalan. A Dunántúli-középhegységi-egység és a Bükk-egység határát ugyanis fúrásból nem ismerjük, feltételezhetően a szeizmikus módszerekkel kimutatott Darnó-vonal képezi (Szalay et al., 1976; 1978). Benedek (2009) alapján a vizsgált terület aljzatában a Bükk-egység képződményei jelennek meg (1. ábra).

A Középdunántúli-egység mezozoos rétegsora felszíni kibúvások hiányában kevésbé ismert. A meglévő ismeretek alapján jelentősen eltér mind a Dunántúli-középhegységi-egység, mind a Bükk-egység mezozoos rétegsorától, miközben szoros korrelációt mutat a Dinaridák és a Déli-Alpok hasonló korú képződményeivel (Haas, 2004; Schmid et al., 2008). Ezzel szemben mind a DKE, mind a DE mezozoos rétegsora jól ismert a felszíni kibúvásainak köszönhetően. A vizsgált területhez legközelebbi természetes fel-



1. ábra – A terület pre-kainozoos földtani térképe (Haas et al., 2004 alapján).

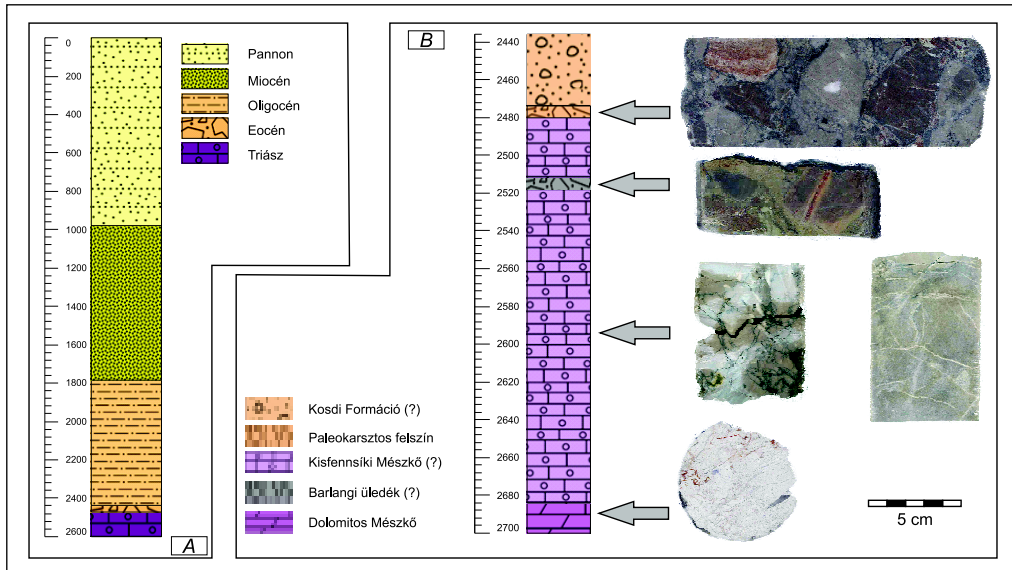
tárás a DKE-hez tartozó Budai-hegység, ahol ladin dolomitos platformkarbonátok (Budaörsi Dolomit Formáció), karni-nori platformmészkövek (Dachsteini Mészko) és tűzköves mészko (Mátyáshegyi Mészko) reprezentálja a mezozoikumot. A fentebb felsorolt karbonátokra mind jellemző a szingenetikus, a paleo és recens epigenetikus, illetve a recens hipogén karsztosodás. A paleokarsztos jelenségeket elsősorban Korpás, Juhász (1990), Esteban et al. (2009), Győri et al. (2011), Poros et al. (2012) munkáiból ismerjük.

Ami a Bükki-egységet illeti, a dominánsan mészköből álló rétegsorok eltérő mértékű (többnyire anchimetamorf) átalakulást szenvedtek. A metamorfózis foka jellemzően délnyugatról északkeletre növekedik, ugyanakkor például a Nagyvisnyó-környéki karbon–alsó triász összlet a diagenetikus zónába tartozik (Árkai, 1983). A jelenlegi litosztratigráfiai besorolás szerint, a területen a különböző középső és felső triász platformkarbonátokat a Bükkfennsíki Mészko Formációba soroljuk (Haas, 2004). A formáció sajátága, hogy ezeknek a csaknem tiszta karbonátkőzeteknek a nem metamorfizálódott változatai a Bükk hegység északkeleti részére korlátozódnak és Kisfennsíki Mészko Tagozat néven különböztetjük meg őket. Ennek az összletnek a rétegtani helyzete vitatott, az általános felfogás szerint takarós helyzetű, de az újabb kutatási eredmények lehetővé teszik az Északi-Bükk rétegsorába helyezését is (Pelikán, 2001). Karbonátplatform fáciesű, uralkodóan világosszürke, egyes területeken fehéressárga színű mészko, Megalodontidae kagylókkal. Általában vastagpados vagy tömeges megjelenésű, finoman rétegzett részleteket ritkán tartalmaz, olykor Lofer-ciklusos. Viszonylag gyakori a szingenetikus breccsásodás. A „kis-fennsíki tömb” platformkarbonát képződésüknek rétegsorában árapálysík,

lagúna és zátony környezetek rekonstruálhatóak. A belső platformot a szubtidális fáciesek (gastropodás wackestone, onkoidos wackestone és packstone, zöldalgás packstone, koralltörmelék wackestone) dominanciája jellemzi, ritkábban árapályövi sztramatolitokkal. Szingenetikus breccsásodás viszonylag gyakori (Pelikán, 2005). Habár a formáció típusterülete helyileg a Bükk hegység északkeleti része, létezik ismert előfordulása a felszín alatt a Bükk délnyugati előterében is. A Bükk hegység déli részén a Bervai Mészko található, mely megjelenésében nagyon nagy mértékben hasonlít a Kisfennsíki Mészko, de sokkal több ősmaradványt tartalmaz. A Kisfennsíki Mészko korai karsztosodása igazolt (Velledits et al., 1999). A Bervai Mészko karsztosodását még nem vizsgálták, továbbá sem a Kisfennsíki Mészko tagozat, sem pedig a Bervai Mészko nem metamorfizálódott (Less, 2005), így az elkülönítésük fúrómagok alapján nehézkes.

A vizsgált területet folytonos üledékképződéssel jellemzett, az eocéntől a miocénig számos szubszekvens transzgresszív és regresszív ciklusból álló rétegsor építi fel (Benedek, 2009). Az erősen deformált mezozoos szerkezeteket mindenhol eocén rétegek fedik, melyek szögdiszkordanciával és változó mértékű üledékhiánnyal települtek (Kecskeméti, 1998; Less, 2005). A változatos mezozoos felszín és a tenger előrenyomulása eredményeként az eocén márga és agyagos üledékek, valamint karbonátkőzetek alkotják. Később, a miocén során is rakódtak le sziliciklasztos rétegsorok (Tari et al., 1993) (2. ábra).

Az egyik legfontosabb esemény a rezervoár fejlődésében az alap sziliciklasztos képződmények kialakulása (Kosdi Formáció), amely többnyire szürke agyagkő, homokkő, mészko és dolomit kavics törmelékekből áll, a rétegsor felső részében helyenként molluszka tartalmú márga is található édes-



**2. ábra** – A: A Gomba-1 fúrás idealizált rétegtana

B: idealizált rétegoszlop a vizsgált mélységtartományból és az egyes rétegek jellemző fúrómagjainak képe.

vízi mészkővel és kőszénnel (Less, 2005). A formáció kezdő tagja 2–25 cm nagyságú kavicsokat tartalmaz, ami az alatta lévő Kiszfennsíki Mészke eróziós törmelékeként értelmezett (Less, 2005). Az oligocén során, finomszemcsés (hemi)pelágikus szedimentek rakódtak le, a Tardi Agyag és a Kiscelli Agyag. Az előbbi nagy TOC (*Total Organic Carbon*) tartamú és 5 millió éve elérte az olajablakot, ezért olyan anyakőzetként van nyilvántartva, mely 2400 méterrel a felszín alatt napjainkban is szénhidrogént generál (Benedek, 2009).

A területen lévő tárolókőzetek intenzíven tektonizáltak. A medence morfológiáját a túlnyomórészt északkelet–délnyugati csapású komplex vetőrendszer határozza meg, amelyet számos eoalpi kompressziós fázis és neoalpi transzverzális vető alakított ki (Csontos, Nagymarosy, 1998). A medence neogén szerkezete többnyire ezen transzverzális mozgások eredménye. Ez a bonyolult vetőmintázat feltételezhetően jelentős befolyással van a rezervoár jelenlegi és paleohidrologiai áramlásrendszerére és

komoly hatással lehetett az egykori karsztosodási fázisokra is.

A gombai mező kutatása a 90-es évek végén, 2000-es évek elején vette kezdetét. A magok és furadékok petrográfiai vizsgálata alapján a triász karbonát rezervoár a Kiszfennsíki Mészke jellegzetességeit mutatja, így a területet a Bükki-egység részeként értelmezték. Mivel sztratigráfiai osztályozása kérdéses, ezért az egyes képződmények kőzetrétegtani osztályozása jelen tanulmányban szintén bizonytalannak tekinthető. Hasonlóan a Kiszfennsíki Mészke Formációhoz, a Bervai Mészke sem metamorfizálódott, megjelenésében hasonló és területi közelsége miatt (Déli-Bükk), akár oda is sorolhatók lennének a gombai karbonátok. Míg pontosabb bizonyítást nem nyer a képződmény besorolása, csak feltételesen nevezzük Kiszfennsíki Mészke-nek. Szintén kérdéses a karbonátot fedő konglomerátum Kosdi Formációba való sorolása, így ezt a kőzettestet a továbbiakban bázis konglomerátumként nevezzük.

A jelenlegi hidrodinamikai modell alapján, a repedezett triász karbonátok és az

eocén törmelékek egybefüggő hidraulikus rendszerként viselkednek (Benedek, 2009). A tároló rétegvizei ~120 °C hőmérséklettel és ~35‰ szalinitással jellemezhetőek. Ennek következtében lehetségesnek tűnik, hogy a kőzettest jelenleg is hipogén karsztosodás alatt áll. Hogy a folyamatban lévő karsztos folyamatokat megértsük, fontos, hogy tanulmányozzuk a rezervoár litológiáját, genetikáját, törésrendszerét és paleo-hidrodinamikai rendszerét.

### 3. Módszertan

A terület kőzettani felépítéséről kizárólag furadékok és a kinyert fúrómagok állnak rendelkezésre, ugyanakkor ezek mélység szerinti eloszlása nem egyenletes. Ennek oka, hogy a gombai fúrások kivitelezése során – jellemzően a triász-eocén határon, illetve a karbonátos kőzettesten belül – bizonyos tartományokban jellemző volt a részleges és teljes iszapvesztés. Feltételezésünk szerint, ezek az extrém porozitással és permeabilitással jellemezhető zónák kapcsolatban lehetnek paleokarsztos vagy recens karsztjelenségekkel, így a minták kiválasztásánál elsősorban ezekre a mélységtartományokra fókuszáltunk. A részletes makroszkópos vizsgálatok után 5×5 cm-es vékonycsiszolatok készültek, melyeken részletes szöveti, anyagvizsgálati, mikroszerkezeti vizsgálatokat hajtottunk végre, majd a kapott adatok és lyukgeofizikai adatok felhasználásával egy sztochasztikus DFN (*discrete fracture network*) modellel jellemeztük a terület repedésrendszerét.

Az alkalmazott módszerek három fő csoportba oszthatók (petrográfia, paleokarsztos jelenségek dokumentálása és törésmodell-alkotás), melyeket a továbbiakban részletesen bemutatunk.

### 3.1. Petrográfia

#### 3.1.1. Szöveti elemzés

A szöveti megfigyeléseket egy Olympus SZX7 binokuláris mikroszkóp segítségével végeztük el vékonycsiszolat mérettartományban. A szöveti besorolást a karbonátok esetében Dunham (1962), míg a dolomitok esetében Sibley és Gregg (1987) alapján történt. A breccsák szöveti vizsgálatához képelemzést alkalmaztunk, és a szöveti besorolást Mort és Woodcock (2008) alapján végeztük el. A képelemzéshez szükséges digitalizálás diaszkennel történt, a lentebb bemutatásra kerülő geometriai paraméterek elemzését Corel Draw, Olympus Stream Essential, ImageJ és Fractalyse programokkal végeztük el.

Breccsás képződmények esetében az egyik legfontosabb szöveti jellemző a szemcsék méreteloszlása, ami szoros összefüggést mutat a genetikával (Jébrak, 1997). Számos szerkezetföldtani munka arra következtetésre jutott, hogy a PSD (*particle size distribution*)

$$N(r) = C \times r^B$$

hatványfüggvény-eloszlást követi ahol  $N(r)$  az  $r$  átmérőnél nagyobb szemcsék számát, a  $C$  konstans, a  $B$  pedig a lineáris függvény meredekségét mutatja logaritmikus skálán. Az egyedi szemcsék méretét az általuk lefedett pixelek számában határoztuk meg hasonlóan Blenkinsop (1991) megközelítéséhez.

A klaszt/mátrix arány szintén területi alapon került meghatározásra. Hasonlóan a szemcseméret-meghatározáshoz, ebben az esetben is a vékonycsiszolat felszínén a klasztokat és a mátrixot reprezentáló pixelek számát vettük figyelembe. Az arány kiszámításához pedig a klasztokat és a mátrix összes területét viszonyítottuk az adott csiszolat teljes területéhez.

Szintén nagyon fontos genetikai indikátor lehet a szemcserotáció. Jelen esetben a

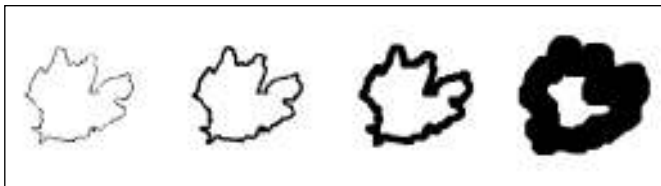
szemcsék rotációját a szemcsékre illesztett ellipszis főtengelyének variációs koefficiensével jellemeztük.

A kerekítettség ( $R$ ) érték jól jellemzi numerikusan az egyedi szemcsék alakját. Értékét az alábbi összefüggés adja meg:

$$R = 4 \times [A/\pi \times Ma^2]$$

ahol  $A$  a klasztok területe pixelben kifejezve,  $R$  a kerekítettséget, az  $Ma$  pedig a szemcsére illesztett ellipszis nagytengelyének hosszát jelenti.

Véleményünk szerint a szemcseírdesség is egy igen jellemző geometriai tulajdonság, mely számos genetikai folyamatra adhat releváns információt. Numerikus jellemzése sokféleképpen történhet, de a legelterjedtebb a fraktáldilatációs módszer, melyet a jelen tanulmányban is alkalmaztunk. A módszert Flook (1978) vezette be a sejthatárok fraktáldimenziójának mérésére. A számítás alapja egy bináris kép, mely 1 pixel szélességében tartalmazza a szemcsék körvonalát. A számolás során a szemcse körvonalát reprezentáló 1 pixel széles görbe vastagságát lépésről lépésre növeljük, így kitakarva a szemcse területének egy részét. A fraktáldimenzió értékét az egyes lépésekben rögzített terület és a körvonal vastagságából felrajzolt egyenes meredeksége határozza meg (3. ábra).



**3. ábra** – A dilatációs folyamat egyes lépései

A kontúrvonal növelésével a szemcse alakja intenzíven elmosódik. A fraktáldimenzió a burkoló görbe átmérője és területe közötti kapcsolatot írja le, mely jól jellemzi a szemcsealak bonyolultságát.

### 3.1.2. Mikroszerkezet

Mikroszerkezeti megfigyeléseket a mintán fellelhető deformációs jelenségek alapján tettünk. A gombai minták esetében ezek alapvetően kétféleké: töréses deformáció, illetve plasztikus deformáció, melyek mikrosztitolitok formájában jelennek meg.

Az érpetrográfiai vizsgálatok két lépésben történtek. Elsőként az érhálózatok relatív korát, illetve az érkitöltések ásványtani jellegzetességeit dokumentáltuk. A klaszszifikációt Bons (2000) alapján végeztük el. A második lépésben pedig az egyedi törések morfológiáját határoztuk meg képelemzési módszerekkel. A törések digitalizálása manuálisan történt a már említett vékonycsiszolatokról.

A törésdigitalizálás során az egyedi töréseket két csoportba soroltuk: oldott és nem oldott törések. Az elkülönítés alapja a törések alakja. Azokat a töréseket, melyek jellemzően egyenes vonalúak, kis apertúrájúak és a törésfalaik érdessége kicsi, a nem oldott törések csoportjába soroltuk. Ezekről a törésekről úgy gondoljuk, hogy az alakjuk kialakításában a tektonikai folyamatok játszották a fő szerepet. Ezzel szemben a nagyobb nyitottságú, összetett geometriával jellemezhető törések alakjért Feng et al. (2013) szerint a tektonikai hatások utáni oldódásos folyamatok a felelősek. Természetesen a két szélső csoport mellett kialakítottunk egy csoportot, ahová azokat a töréseket soroltuk, melyeken az

utólagos oldás nyomai csak kismértékben jelentkeznek. Feltételezésünk szerint, azok a törések melyeknek a 2D metszete bonyolult alakzatot vesz fel, az hosszabb ideig, vagy aktívabban vett részt a paleofluidumok, pl. a karsztvíz továbbításában. Ebből kifolyólag, ha az oldott törések lokalizálhatók,



úgy tulajdonképpen valamely karsztosodással érintett zónák is kimutathatók akár rezervoár léptékben. Az oldott és nem oldott töréscsoportok geometriai jellemzéséhez az alap geometriai jellemzőkön (hosszúság, terület, kerület) túl meghatároztuk minden egyes törésre a konvexitás, a kerekítettség, a tengelyarány, a Feret-átmérő és a gömbölyűség értékét is. Az egyes paraméterek részletezése az 1. táblázatban látható.

A fentebb leírt módszerekkel származtatott geometriai adatok közül a statisztikailag kiugró és extrém értékeket eltávolítottuk. Ezek az értékek tapasztalataink szerint a klaszterméretben és töréshosszban jelentkeztek, mind a nagy, mind a kis mérettartomány felé. Ennek oka a mintázás módjában rejlik: az extrém kis törések a képpalkotó és feldolgozó szoftverek felbontási szintje alatt találhatóak, míg az extrém nagy törések/klasztok valójában meghaladják a vizsgálati tartomány méretét, így a többi töréssel nem összevethető. A kiugró és extrém adatokat boxplot módszerrel az SPSS szoftver segítségével vizsgáltuk.

A törésgeometriai eredmények nagyméretű adatbázisa lehetővé tette az adatok többváltozós statisztikai feldolgozását, amelynek elsődleges célja az oldott és nem oldott törések csoportosítása volt. A diszkriminációs analízis során a Wilk's lambda módszert alkalmaztuk. A csoportosító paraméter az általunk szubjektíven meghatározott jelleg volt, miszerint az adott törést a digitalizálás során oldott, vagy nem oldott törésként értelmeztük. A független változók pedig a mért geometria paraméterek, valamint az azokból származtatott paraméterek voltak: átmérő/terület, (Feret/terület)  $\times$  100, Feret/átmérő, kerület/gömbölyűség, megnyúltság/kerület, tengelyarány/kerület, tengelyarány/terület és Feret/kerület.

Az egyedi törések hosszúságából meghatároztuk a törések hosszúságeloszlását külön-külön a breccsára, illetve a mész-

kőre is. Irodalmi adatok alapján a törések hosszúságeloszlása hatványfüggvény-eloszlást követ, mely  $\log(N(L)) - \log(L)$  diagramon egyenessel jó közelíthető (Yielding et al., 1992; Min et al., 2004). A gyakorisági eloszlás meghatározásának első lépése a hatványfüggvény precíz definiálása. Mivel egy hisztogram alakja nagymértékben függ az osztályok számától, így az általánosan használt összefüggést alkalmaztuk az osztalok számának meghatározására:

$$k = 2 \times \text{INT}(\log_2(\max(L)))$$

ahol,  $L$  a töréshosszt jelenti.

### 3.1.3. Anyagvizsgálat és fázismeghatározás

A karsztosodás milyenségét nagymértékben meghatározza, hogy a karsztvíz számára mennyi oldhatatlan anyagot tartalmaz az alapkőzet, illetve az oldószer (karsztvíz) milyen hőmérsékletű és összetételű. Éppen ezért részletesen vizsgáltuk a kőzetek oldhatatlan maradékát, illetve minden olyan fázist amely információval szolgálhat a terület fejlődéstörténetére, karsztosodására.

A szöveti vizsgálatok alapján olyan kőzetalkotó fázisok is találhatóak a mintákban, amelynek optikai mikroszkóppal való vizsgálata nem lehetséges. Ilyen a szemcsék közötti mátrix, melynek szemcsemérete az optikai mikroszkóppal látható tartomány alá esik. Ennek a tartománynak a vizsgálatát pásztázó elektronmikroszkóppal végeztük el. A minták, elsősorban a breccsák oldási maradékának ásványtani összetételét egy Rigaku Ultima IV röntgen diffraktométerrel vizsgáltuk a SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén. Az oldási maradék a minták 10 v/v%-os ecetsavas kezelésével került feltárássra 20 °C-on. A mérések a  $<2 \mu\text{m}$  szemcseméretű frakcióból preparált, légszáraz és etilén-glikollal kezelt preparátumokon készültek.

1. táblázat – Az alkalmazott rövidítések és kiszámítási formulájuk.

Rövidítés	Név	Számolás módja
a	Nyitottság	A minimális és a Feret átmérő átlaga
A	Terület	Az objektumot lefedő pixelek száma
K	Kerület	A kerület pixeleiben
L	Töréshossz	A törést lefedő vonal hossza pixeleiben
C	Konvexitás	A mért objektum területének és konvex burkolójának aránya
S	Gömbölyűség	Megmutatja, hogy a mért objektum mennyire közelíti a gömbformát.
F_min	Minimális átmérő	A legkisebb távolság az objektum két széle között
F_max	Feret átmérő	A legtávolabbi kontúrponatok távolsága
PA	Kerület/Terület	$Pa = \frac{Kerület}{Terület}$
R	Kerekítettség	$R = 4x \frac{Terület\ Area}{\pi \times hossz\ tengely\ hossz^2}$
AR	Tengelyarány	$AR = \frac{Főtengely\ hossza}{mellék\ tengely\ hossza}$
E	Megnyúltság	$E = \frac{A\ legnagyobb\ távolság\ a\ középponttól}{legkisebb\ távolság\ a\ középponttól}$
D	Fraktál dimenzió	box counting módszer
E	A hosszúságeloszlás kitevője	$N = (L)F \times L^{-E}$

Az egyes cementásványok és érkitőlések szerkezetének vizsgálatára hideg katódos katódlumineszcens mikroszkópot alkalmaztunk, amely 7-8 keV gyorsító feszültség és 0,25–0,63 mA áramerősség mellett üzemelt. A vizsgálatok az MTA Csillagászati és Földtani Kutatóközpontjában történtek.

A mintákban lévő szerves anyag vizsgálatára a SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén került sor. Egy Olympus BX41-es mikroszkópra szerelt U-RFL-T típusú UV fluoreszcens és egy UMNU2-es típusú szűrőt alkalmaztunk, majd az így detektált szilárd szerves szemcsék további vizsgálata Nd-YAG lézerrel szerelt Thermo Scientific Raman mikroszkóppal történt maximum 10 mW teljesítménnyel. 532,2 nm hullámhosszú lézert, 25 µm pinhole nyílást és 1 mW lézerteljesít-

ményt alkalmaztunk minden egyes mérés esetében.

Az egyes szemcsék kémiai összetételének vizsgálata pásztázó elektronmikroszkóphoz csatlakoztatott röntgendetektorral (SEM EDAX) történt a Szegedi Tudományegyetem Alkalmazott és Környezeti Kémiai Tanszékén. Az XRF mérések 15 keV gyorsító feszültség, és 10 µm apertúra, a SEM mérések pedig 20 keV gyorsító feszültség mellett történtek az SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén.

Egyes kiválasztott karbonátszemcsék esetében stabil szén- és oxigénizotóp-összetétel mérések történtek az MTA Csillagászati és Földtani Kutatóközpontjában. A mintavétel kézifúróval történt. A kinyert pormintákat 10 ml-es menetes nyakú, szeptummal lezárt boroszilikát edényekbe mértünk be.

Az edényekben a karbonát feletti térfogatot He-gázzal öblítettük, majd a karbonát feltárása vízmentes foszforsavval ( $\text{H}_3\text{PO}_4$ ), állandó hőmérsékleten ( $72\text{ }^\circ\text{C}$ ) történt. A 100%-os karbonátsav-reakció és az izotópegyensúly elérését (2 óra) követően a karbonátból felszabadult  $\text{CO}_2$  gáz  $\delta^{18}\text{O}$  és  $\delta^{13}\text{C}$  értékét Finnigan delta plus XP vivőgázás tömegspektrométerrel mértük meg (Spötl, Wennemann, 2003). A mérésekhez NBS-18, illetve NBS-19 nemzetközi sztenderdet, valamint Carrara laborszenderdet használtunk. A mérési eredményeket a V-PDB (Vienna-PeeDee Belemnite) sztenderdhez viszonyítva (Coplen, 1996), a hagyományos  $\delta^{18}\text{O}$  és  $\delta^{13}\text{C}$  értékekben adjuk meg az alábbi képlet szerint:  $\delta = (R_{\text{minta}}/R_{\text{szenderd}} - 1) \times 1000$ , ahol a  $R_{\text{minta}}$  és  $R_{\text{szenderd}}$  a mintában és a sztenderdben meghatározott  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  ill.  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  izotóparány, ‰-ban kifejezve (McKinney et al., 1950). A mérések bizonytalansága 0,2‰.

### 3.1.4. Termometria

A szerves anyag érése során jelentős és visszafordíthatatlan szerkezeti átalakulások mennek végbe, amelyek jól detektálhatók Raman spektrumokon. Számos termometria-módszer alapszik ezen a megfigyelésen (Yui et al., 1996; Beyssac et al., 2002; Rahl et al., 2005; Lahfid et al., 2010; Zhou et al., 2014). Minden említett módszer a szerves anyag maximum hőmérsékletét becsüli meg a Raman spektrum grafitcsúcsának pozíciójából, amplitúdójából, valamint a félérték-szélességből. Jelen munkában a Beyssac et al. (2002), a Rahl et al. (2005), valamint a Lahfid et al. (2010) által bemutatott eljárásokat alkalmaztuk. A spektrumok kiértékeléséhez a Seasolve PeakFit programot alkalmaztuk.

A vizsgált minták esetében lehetőség volt az érköltő ásványok fluidumzárványait is felhasználni termometriai számításokra. A fluidumzárvány petrográfiai vizsgálatokat a karbonátmintákból készült, mindkét ol-

dalán polírozott vastag (75–150  $\mu\text{m}$ ) csiszolatokon végeztük el. A fluidumzárványok osztályozására Goldstein, Reynolds (1994) munkáját vettük alapul. A mikrotermometriai mérésekhez egy Linkam THMSG-600 típusú hűthető-fűthető tárgyasztallal szerelt BX41-es Olympus mikroszkópot alkalmaztunk. A tárgyasztalt előzetesen egy kvarcban csapdázódott mesterséges fluidumzárvánnyal kalibráltuk. A homogenizációs hőmérsékletek ( $T_h$ ) standard hibája  $\pm 1\text{ }^\circ\text{C}$ . A vizes zárványok szalinitását a végső jégolvadási hőmérsékletekből ( $T_m(\text{Ice})$ ) számoltuk ki, és NaCl ekvivalens tömegszázalékban adjuk meg.

### 3.2. Paleokarsztos jelenség

Fúrások esetén a karsztos jelenségek felismerése nem triviális. Közvetlen megismerés a nagy mélység miatt nem lehetséges ismert geofizikai (pl. szeizmika, multielektrodás vagy magnetotellurikus) módszerekkel. A fúrás során bekövetkező változások ugyanakkor segíthetnek detektálni a paleokarsztos zónákat. A fúrási előrehaladás mértéke általában növekszik a paleokarsztos zónákban, illetve részleges, vagy teljes iszapvesztés jellemző, valamint üreg esetén rudazatesés is gyakori (Zhou et al., 2014), így elsősorban ezekre való utalásokat kerestünk a kutatási jelentésekben. Lyukgeofizikai mérések is jelezhetnek paleokarsztos zónákat: a természetes gamma intenzitás nő, míg az elektromos ellenállás és a sűrűség csökken irodalmi adatok alapján a paleokarsztos zónák környezetében (Zhou et al., 2014). Fontos indikátor lehet még, ha a fúrással harántolt törések dőlésszöge kaotikussá válik, illetve polimikt breccsák jelenléte is paleokarsztra utalhat (Loucks, 1999). Fontos megemlíteni, hogy ezek a jelenségek ugyan utalhatnak paleokarsztra, de nem szükségképpen jelzik azt. Minden egyes paraméter változását

és együttes változásukat is okozhatják más tényezők is. A vizsgált fúrásokban azokat a mélységtartományokat tekintjük feltételelesen paleokarsztnak, ahol ezen jelenségek közül többet is detektáltunk.

### 3.3. Törésmodellezés

Az egyedi törések geometriai jellemzőinek ismeretével lehetőségünk nyílt a DFN (*Discrete Fracture Network*) alapú törésrendszer szimulálására. A DFN modellezés lényege, hogy a modellezett törésrendszert az egyedi törések halmazaként építi fel. Figyelembe veszi az egyedi törések hosszúságát, nyitottságát és térbeli sűrűségét. A DFN modelleknek nem célja a valós törésrendszer pontos rekonstruálása, ugyanakkor sztochasztikus tulajdonsága miatt egy-egy törésrendszer összefüggőségének vagy tagoltságának vizsgálatára kiválóan alkalmas.

Számos DFN modellező szoftvert fejlesztettek ki az elmúlt években (Fracman, RMS, Connect Flow). A DFN modellező programok közötti fő különbség a törésközéppontok térbeli kiosztása, valamint a töréssűrűség kezelésében rejlik. Néhányuk a törésközéppontokat a térben egyenletesen osztja ki a szimuláció során (pl. Dershowitz, Einstein, 1988), néhányuk valamilyen eloszlás, pl. Poisson-eloszlás szerint (pl. Priest, Hudson, 1976), illetve olyan, ami figyelembe veszi a törésrendszerek skálainvarianciáját, és a törésközéppontokat fraktáldimenzió alapján határozza meg. Az általunk alkalmazott szoftver, a RepSim is fraktál alapú sztochasztikus DFN modellező programcsomag, mely hazai területeken már számos alkalommal került alkalmazásra (M. Tóth et al., 2004; Vass et al., 2009; Bauer, M. Tóth, 2015).

Ebben az esetben a törésorientáció és a töréssűrűség meghatározása FMI (*Fullbore Formation Microimager*) szelvényekről történt, míg a hosszúságeloszlás fúrómagokról

való kézi mérésével, illetve vékonycsiszolati képek elemzésével keletkezett. A töréssűrűség meghatározását M. Tóth, 2010 alapján végeztük FMI logok felhasználásával.

## 4. Eredmények

Vizsgálatainkat a Gomba-1, Gomba-3, Gomba-6 és Gomba-8-as fúrások maganyagából végeztük, de a teljes vizsgálati eredményt (petrográfia, paleokarsztos eredmények, törésmodellezés) csupán a Gomba-1-es fúrás esetében mutatjuk be jelen tanulmányban. Az eredményeket részletesebben tárgyalja (Bauer et al., 2016), illetve (Bauer, M. Tóth, 2017).

### 4.1. Petrográfia

A petrográfia alapján három különböző kőzettípus jelenik meg a gombai fúrásokban: mészkő, dolomitos mészkő, illetve polimikt breccsa. A breccsának két eltérő megjelenési formája van; jellemzően a triász-eocén határon jelentkezik néhány méteres vastagságban, de alárendelten nagyobb mélységekben a karbonátos kőzetrétegek közé települve is előfordul. Jelen tanulmányban csupán a mészköveket és a breccsát jellemezzük, hiszen a dolomitos mészkő mind (jelenleg ismert) kiterjedésében, mind karsztosodási képességében alulmarad a mészkőhöz képest.

#### 4.1.1. Mészkövek

Két, makroszkóposan jelentősen különböző mészkövet tártak fel a gombai fúrások. Az általunk „A” típusnak nevezett kőzet világosszürke, tömött onkoidos mészkő, míg a „B” típusú mészkő erősen higroszkópos, fehér, helyenként világos barnás színű mállott képződmény. A „B” típusú mészkövet kizárólag a Gomba-1-es fúrás tárta fel mindössze 40 cm vastagságban, ezért a képződmény részletes bemutatásától jelen

munkában eltekintünk. A képződményeket részletesen taglalja Bauer et al. (2016).

### Szöveti elemzés

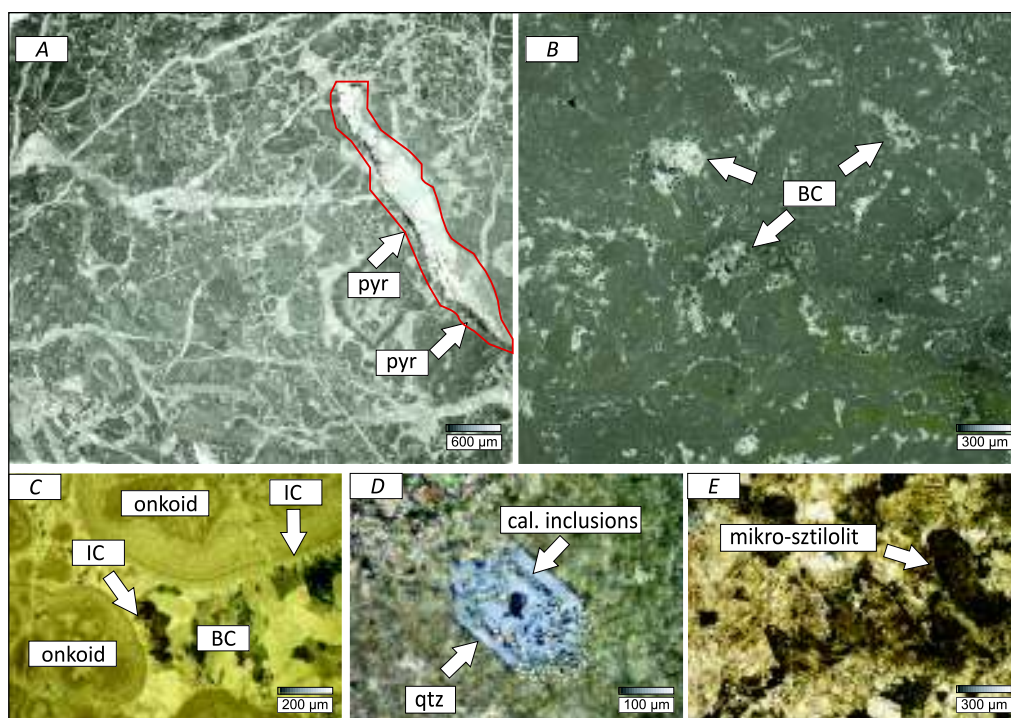
Az „A” típusú mészkő onkoidos-peloidos grainstone. Nagy mennyiségű peloidot és onkoidot tartalmaz, melynek foraminifera, alga, echinodermata és osztrakoda héj töredékek képezik a magjukat (4. ábra A, B). Mind a peloidok, mind az onkoidok jól osztályozottak. Az utóbbiak mérete 1–3 mm között változik, míg a peloidok kb. 50 µm átmérő mellett izometrikus formában jelennek meg (4. ábra D).

A vázalkotókat mikropát tölti ki, míg a szemcseközi teret korai rostos kalcit (IC) és egy azt követő ekvigranuláris blokkos kalcit (BC) cementálja. Gyakoriak a feneztrális

pórusterek is, melyeket radiaxiális kalcit cement (RFC) mellett alárendelten mikrit cementálja (4. ábra C). A vizsgált mintákban (<1% mennyiségben) autigén, euhedrális kvarckristályok is megjelennek, melyek minden esetben elsődleges kalcit szilárd zárványt tartalmaznak. Ezek a kvarckristályok nem mutatnak szövetszelektív eloszlást, hanem diszperzen jelennek meg a mintában (4. ábra D). Gyakori a pirit is, ami kizárólag framboidális formában jelenik meg.

### Mikroszerkezet

A részletes érpetrográfia alapján 4 különböző törésgeneráció található a gombai mintákban (F1, F2, F3, F4). A legidősebb az F1, egy szimmetrikus szintaxiális értípus,



**4. ábra** – A vizsgált mészkövek jellemző mikroszkópi képe

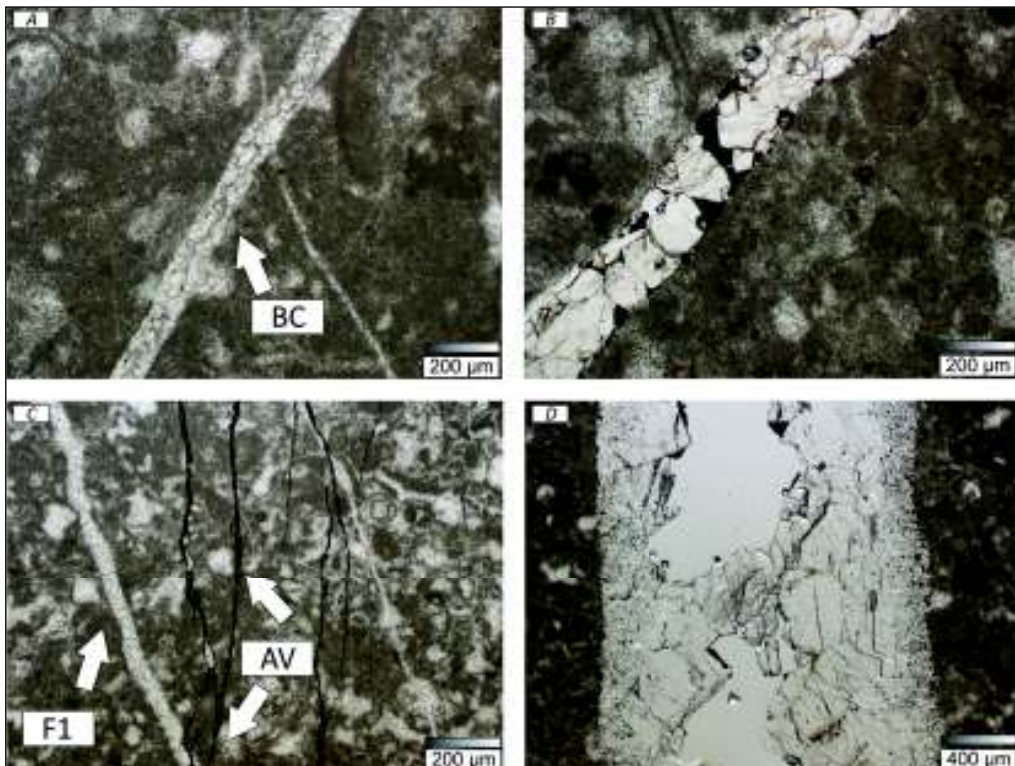
A-B: grainstone/packstone szövet. A vörös vonallal határolt terület az utólagos szulfátredukcióhoz köthető zóna. C: Az általunk észlelt különböző cementfázisok. D: autigén kvarckristályok elsődleges kalcit szilárdzárványokkal. E: mikro-szililit. („A”, „B”, „E” képek párhuzamos, míg a „C” és „D” képek keresztezett Nikol állásnál készültek).

melyet blokkos kalcit tölt ki (5. ábra A). Az értípus átlagos apertúrája  $< 50 \mu\text{m}$ . Az F2, a második legidősebb érgeneráció szintén szimmetrikus, szintaxiális, kb.  $150 \mu\text{m}$  nagyságú megnyúlt kalcitkristályok töltik ki (5. ábra B). Az értípus átlagos vastagsága  $200 \mu\text{m}$ . Növekedési versenyre nem utal a kitöltő ásványok elrendeződése, de utólagos oldáshoz köthető porozitás-növekedés dokumentálható. Mind az elsődleges szemcseközi pórusok, mind az utólagos oldódáshoz köthető póruster bitument, illetve az érkitöltő ásványok vizes és olajzárványokat tartalmaznak. A második legfiatalabb érgeneráció rendkívül vékony, mindössze  $< 20 \mu\text{m}$  átlagos nyitottsággal jellemezhető, kalcittal kitöltött, nagy bitumentartalmú

F3 érgeneráció. Sok esetben megfigyeltük, hogy az F1 érgeneráció valamikor reaktíválódhatott, mert számos esetben az F3 érgenerációt magába foglalja az F1 generáció. A legfiatalabb értípus, mely már a breccsa kőzeteket is érinti, a többitől lényegesen nagyobb, átlagosan  $2 \text{ mm}$ -es apertúrával jellemezhető. Szimmetrikus, szintaxiális, blokkos és ikresedett kalcitásványok, illetve az ér/mellékkőzet falán megjelenő piritkristályok töltik ki.

#### *Törésgeometriai eredmények*

A törésgeometriai méréseket összesen 152 egyedi törésen sikerült elvégezni. Ugyan a vizsgált törések túlnyomó többsége mészkövekhez kötődik, hiszen csupán a ne-



**5. ábra** – Különböző értípusok

A: F1 generáció: szintaxiális, szimmetrikus blokkos kalcit ér; B: F2 generáció: szimmetrikus szintaxiális érmorfológia megnyúlt ( $150 \mu\text{m}$ ) hosszú kalcitkristályokkal. C: F3 érgeneráció: keskeny ( $< 20 \mu\text{m}$ ), sötét színű fonatos lefutású értípus jelentős bitumentartalommal. D: F4 generáció: szimmetrikus, szintaxiális érmorfológiájú, átlagosan  $2 \text{ mm}$  nyitottságú blokkos kalcittal részben kitöltött.

gyedik, legfiatalabb érgeneráció érinti a breccsákat, sikerült a breccsából is annyi törést dokumentálni, mely lehetővé teszi az érdemi összehasonlítást. Az eredmények alapján (6. ábra) geometriai szempontból nincs jelentős különbség a két kőzettípus repedései között.

Jelentős különbségek mutatkoznak ugyanakkor az oldott és a nem oldott törések között. A legnagyobb eltérés a két csoport törései között a területben mutatkozott, az oldott törések 2D területe lényegesen meghaladta a nem oldottakét (6. ábra B/1). További eltérések mutatkoztak a tengelyarány, a megnyúltság és a konvexitás paraméterben is. Ezen paraméterek lényegesen kisebb értékeket mutattak az oldott törések esetén, mint a nem oldott törések esetén. A megnyúltság/Feret-érték és a Feret természetes alapú logaritmsa ezzel szemben az oldott törések esetében mutatott nagyobb értékeket. A mérésekből kiderült, hogy a gömbölyűség nem mutat különbséget a két vizsgált csoport között.

A kapott eredmények alapján meghatároztunk egy diszkriminációs függvényt, mely jól jellemzi és különbséget tud tenni az egyes töréscsoportok között. A digitalizálás során 72 törést definiáltunk oldott törésként, 64 esetet nem oldottként valamint 16 törést nem tudtunk besorolni egyik csoportba sem. A diszkriminációs vizsgálat alapján a fő osztályozó paraméterek a  $K/T$ ,  $C$ ,  $S$ ,  $\ln(L)$   $\ln(K)$  és minimális Feret természetes alapú logaritmsa az alábbi diszkriminációs függvényben:

$$F(D) = 72,6 \frac{K}{T} + 15,17 C + 9,4S + 5P + 4,1L - 2,2A - 4,2F_{\min} - 40,88$$

ahol az egyes változók leírását a 1. táblázat tartalmazza.

Az egyedi törésekből számolt töréshossz-eloszlási függvény az egyik legfontosabb paraméter, ami egy nagyobb töréshálózatot jel-

lemezhet. Értéke alapvetően függ a törések genetikájától (I-es típus, II-es típus), illetve a kőzettípustól. Jelen esetben ugyan kevesebb törést tartalmaznak a breccsa minták, a töréshossz-eloszlás mindkét kőzettípus esetében azonos a kitevő értéke  $-1,76$ , illetve  $-1,72$ .

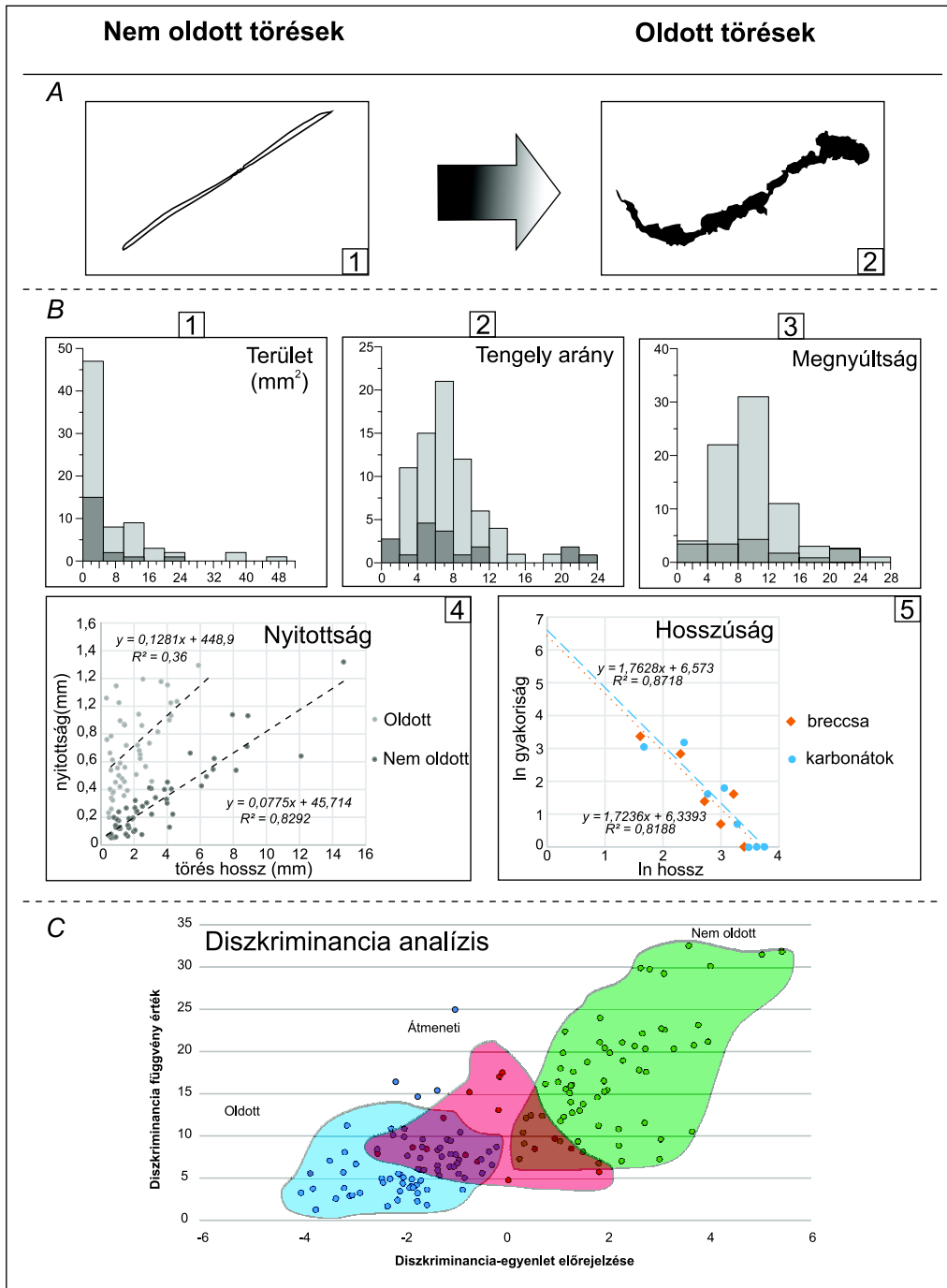
### *Anyagvizsgálat*

A mészkövek esetében anyagvizsgálatot az érkitöltések mellett az oldási maradékon, illetve egyes cementfázisokon végeztünk. A mészköveket kizárólag kalcit és dolomit építi fel, más karbonátásványt nem detektáltunk. A kőzetek oldási maradéka  $<1$  m/m%-nak bizonyult. Az egyik leggyakoribb ásvány a kőzet oldási maradékában a dickit, mely a kaolinit magasabb hőmérsékletű polimorfja. Páztázó elektronmikroszkópos szöveti vizsgálatok alapján a dickit autigén genetikájú. Szintén nagyon gyakori nem karbonátos ásvány a már fentebb említett pirit (2. táblázat). Vizsgálataink kimutatták, hogy bimodális méreteloszlást mutat, és az egyes méretcsoportok jól elkülönülnek a mintákon belül. A kisebb méretűek a biogén komponensek körül dúsulnak, míg a nagyobb méretűek az F4 törések mentén csoportosulnak. SEM-EDAX mérések alapján a két piritcsoport között nincs összetételbeli különbség. A stabil izotópos mérések alapján az alapkőzet stabil izotópos összetétele  $\delta^{18}\text{O}$ :  $-4,0 \pm 0,2\text{‰}$  (V-PDB) és  $\delta^{13}\text{C}$ :  $+4,0 \pm 0,2\text{‰}$  (V-PDB) szén- és oxigénizotópos összetételt mutatnak az alapkőzetre.

A BC és az IC cementfázis Mg-kalcit aránya  $< 4$  mol%.

Az érpetrográfiai vizsgálat során megállapítottuk, hogy az F2-es érgeneráció másodlagos olajzárványokat tartalmaz, melyek UV spektrumát felvettük és CIE diagramon ábráztuk.

Szintén rögzítettük az F2 érgenerációban észlelt bitumen Raman spektrumát is melynek két legjellemzőbb csúcsának értékét adjuk meg: G (grafitos csúcs  $- 1591 \text{ cm}^{-1}$ ) és D1 (defekt  $- 1344 \text{ cm}^{-1}$ ) csúcs.



**6. ábra** – Az egyedi törésgeometriai mérések eredménye

A: egy-egy jellemző példát az oldott és nem oldott törések alakjára. B: A főbb geometriai paraméterek. A világosszürke értékek reprezentálják az oldott, míg a sötétszürke értékek a nem oldott töréseket. C: A diszkriminancia-analízis eredménye: A zöld zóna mutatja a nem oldott, a kék az oldott, míg a piros az átmeneti csoport töréseit.



**2. táblázat** – A két vizsgált kőzettípus átlagos ásványtani összetétele (teljes minta esetén, 5 mérés alapján)

	„A” típusú mészkö	Breccsa
Dolomit	-	-
Kvarc	-	???
Illit+Muszkovit	~20%	~50-60%
Pirit	~30%	???
Dickit	~30%	~5-10%
Anatáz	~10%	~5-10%
Gipsz	-	~5-10%

### Termometria

Az F2 érgeneráció szerves anyagáról felvett Raman csúcsok alapján meghatározható a szerves anyag által elért maximális hőmérséklet. 18 mintán alkalmaztuk a különböző termometriai számításokat, melyek eredményei kis eltérést mutattak, hozzávetőleg 220 °C körül (3. táblázat).

A fentebb említett dickit (kőzet mátrix) felhasználható közvetetten termometriai becslésre, hiszen irodalmi adatok alapján tudjuk, hogy 200 °C alatt nem keletkezik.

16 vizes fluidumzárvány mikrotermometriai vizsgálata alapján a homogenizáció a folyékony fázisba (LAQ+V→LAQ) 120 és 140 °C között ment végbe. Az átlagos jégolvadási hőmérséklet alapján a ( $T_m(\text{Ice}) = -2,5 \text{ °C}$ ), a vizes fázisok szalinitása 3,3 m/m% NaCl ekvivalens (Bodnar, 1993) módszere alapján (7. ábra A).

### 4.1.2. Breccsa

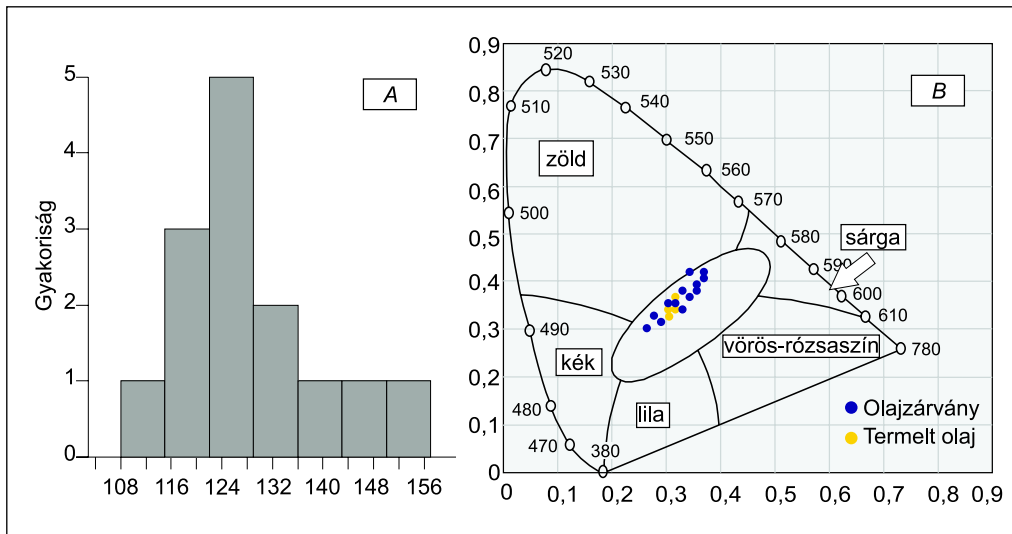
#### Szöveti elemzés

Breccsákat két különböző rétegtani helyzetben tártak fel a fúrások. Domináns előfordulása a triász/eocén határon található, míg alárendelten előfordulnak a karbonát kőzettelen belül is. Megfigyeléseink alapján a különböző rétegtani helyzetben lévő breccsák között nincs kőzettani különbség, így jellemzésüket is összegezve mutatjuk be.

A vizsgált minták minden esetben poli-mikt összetételűek (8. ábra A), a leggyakoribb klaszt típust a fentebb jellemzett karbonát képezi. Alárendelten a fedőből származó metamorf és aleurolit kőzet-szemcsék is megjelennek, de több esetben laminált karbonát-szemcsék is felismerhetők. Az átlagos méret eltérő a különböző összetételű klasztok esetében; míg a karbonátok cm-es nagyságrendűek, addig a többi kőzetalkotó a mm-es mérettartományt képviseli. Szintén eltérés mutatkozik a különböző típusú szemcsék kerekítettsége között is. Noha mindkét esetben normális eloszlást követ, a karbonátok esetében a kerekítettség kisebb, mint a nem karbonátok esetén (9. ábra B). A klasztokra illesztett ellipszis főtengelyének variációs koefficiense (0,69) alapján a breccsák szövete kaotikus. A szemcsék érintkezése változatos, dominál a szemcse-szemcse határ, de gyakori, hogy a szemcsék között

**3. táblázat** – A kalkulált Tmax hőmérsékletek 18 szervesanyag-minta alapján.

	min	max	átlag	std.
Rahl et al., 2005	192 °C	265 °C	226 °C	20
Lahfid et al., 2010	210 °C	261 °C	233 °C	11,09
Beysac et al., 2002a	333 °C	382 °C	348 °C	13,78
Qin et al., 2014	522 °C	599 °C	556 °C	23,04



**7. ábra** – A mikrotermometria és az UV-spektroszkópia eredményei

A: Az elsődleges vizes zárványok homogenizációs hőmérséklet-eloszlása. B: A termelt olaj és az olajzárványok UV-spektrumai CE diagramon.

több cm-es mátrixszal kitöltött térrész található. A minták átlagát figyelembe véve > 60% a mátrix aránya.

Mindezek alapján a minták mátrixvázú kaotikus breccsának nevezendők Mort és Woodcock (2008) alapján (9. ábra C).

### Mikroszerkezet

A breccsamintákban az F3, illetve az F2 törések nem ismerhetők fel, míg az F1 törések csupán a breccsát alkotó karbonátos klasztokban detektálhatók. Az egyetlen törésgeneráció mely a breccsa kialakulása után képződött az F4-es, melynek részletes jellemzését a mészkövek esetében már megtettük.

A mészkövekkel szemben a breccsamintákban jól fejlett mikrosztrolitok nincsenek, ugyanakkor a klasztok határán végbement nyomásoldódás következményeként a minták helyenként sztilobreccsa szerkezetűek.

### Anyagvizsgálat

A breccsák anyagvizsgálatából kiderült, hogy a mátrix fő alkotója a dickit (40–50%), illit+musz-

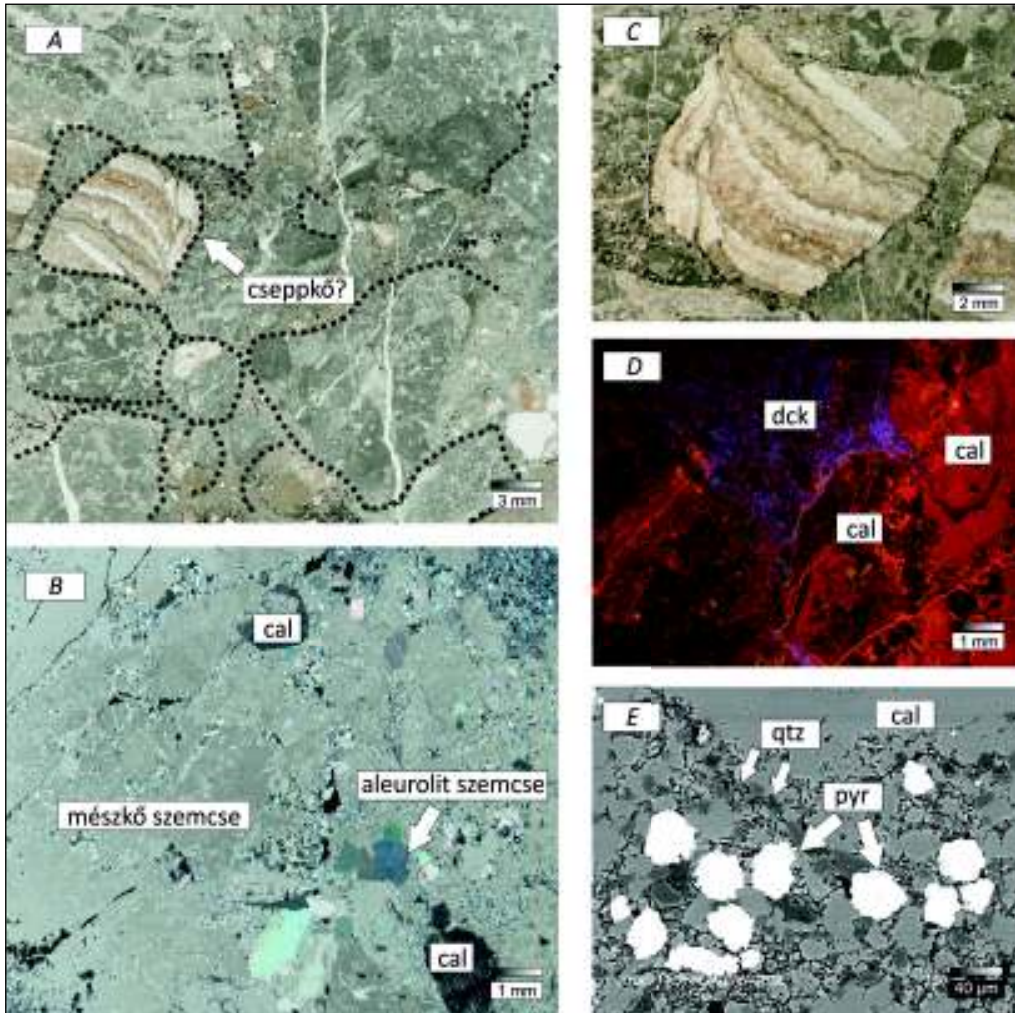
kovit (25–35%) és a kvarc (20%). Alárendelten pirit, anatóz és goethit is megjelenik. A stabil izotópos mérések  $\delta^{18}\text{O}$ :  $-6,5 \pm 0,2\text{‰}$  (V-PDB) és  $\delta^{13}\text{C}$ :  $+6,0 \pm 0,2\text{‰}$  (V-PDB) összetételt mutatnak a klasztok esetében.

### 4.2. Paleokarsztos jelenségek

A Gomba-1 fúrásban 3 mélységtartományban mutatnak a geofizikai szelvények és a fúrási nehézségek potenciálisan paleokarsztos horizontokat.

2560 méteres mélységben az elektromos ellenállás (RMLL), valamint a kőzetsűrűség (CDL) értéke jelentős mértékben lecsökken, miközben megnő a lyukátmérő. A három tényező ugyan együtt utalhat egy paleokarsztos horizontra, de más egyéb litológia-változást is képviselhetnek.

2620 méter mélység környékén teljes iszapvesztés figyelhető meg, illetve jelentős természetes gammanövekedés, valamint sűrűségcsökkenés tapasztalható. Ezek mellett az FMI log alapján az



**8. ábra** – A vizsgált breccsák jellemzői

A: A felsőbb zónában feltárt breccsa szövete (2472 m). B: A mélyebb zónában feltárt breccsa szövete (2520 m). C: laminált kalcit anyagú klaszt a mátrixban. D: katód lumineszcens felvételek a breccsa mátrixáról. E: framboidális piritek a mátrixból. (Az „A” és „C” képek párhuzamos, a „B” kép pedig keresztezett Nikol állással készültek. Az „E” kép visszaszórt elektronmikroszkópi felvétel. Rövidítések: dck: dickit, cal: kalcit, qtz: kvarc, pyr: pirit. A pöttyözött vonal a framboidális piritek jellemző szöveti helyzetét ábrázolja).

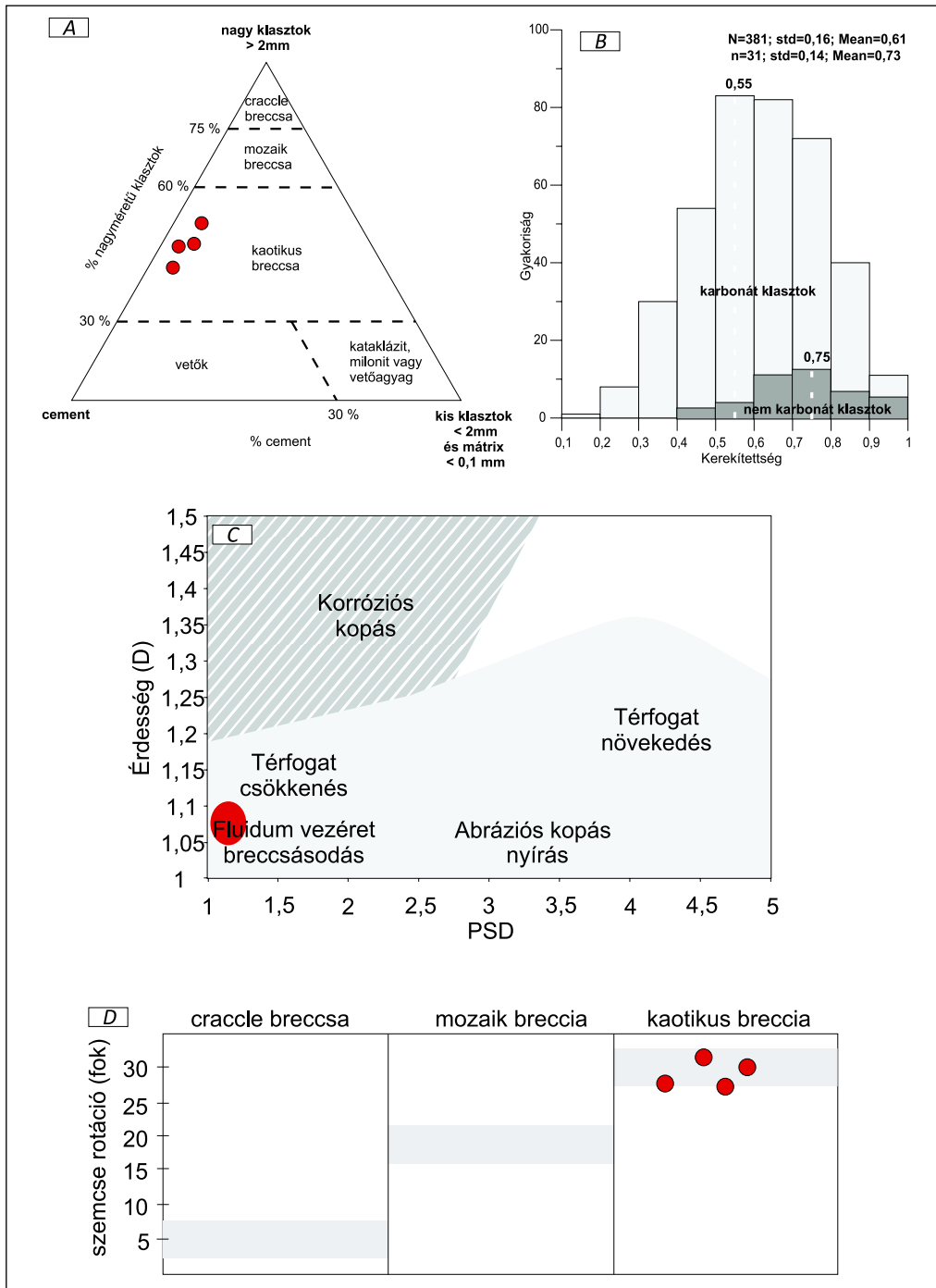
egyedi törések dőlésszögének varianciája nagymértékben megnő a fúrás átlagához képest.

2680 méter mélységben szintén teljes iszapvesztés jelentkezett a fúrás során, továbbá a fúrószerkezet terhelése megszűnt, ami nyílt üreg jelenlétére utal. Ebben a mélységben szintén kaotikussá változik

a törések dőlésszöge. Emellett szintén paleokarsztos zóna jelenlétére utal az ebben a mélységben feltárt polimikt breccsa is.

#### Törésmodellezés

A fenti törésparametrizálás eredményeiből sztochasztikus DFN alapú törésmodelleket



9. ábra – A képelemzés eredményei

A, D: litológiai besorolás Mort, Woodcock (2008) alapján. B: a kerekítettség-értékek eloszlása az egyes kőzetalkotó szemcsék esetében. C: a potenciális breccsásodási folyamat Jébrak (1997) nyomán.

készítettünk. A Gomba-1-es kút környezetében a fúrás teljes hosszában egy  $100 \times 100$  m térrészre végeztük el a szimulációt 10 alkalommal, így vizsgálva a kapott eredmény megbízhatóságát. A bemenő paraméterek (4. táblázat) alapján ~370 ezer egyedi törést tartalmaztak a modellek.

**4. táblázat** – Az alkalmazott bemeneti értékek a DFN modellezéshez.

Fúrás: Gomba-1		
Mélység (m)	<i>D</i>	<i>E</i>
2475–2500	1,75	-1,7
2500–2525	1,70	-1,7
1525–2550	1,50	-1,7
2550–2575	1,42	-1,7
2575–2600	1,23	-1,7
2600–2625	1,10	-1,7
2625–2650	1,38	-1,7
2650–2675	1,62	-1,7

A töréscsoport vizsgálatoknál az egyik legfontosabb tényező, hogy az összes törés hány százaléka alkot összefüggő töréscsoportot. Ezt a tulajdonságot a töréscsoportok méretleozslása jellemzi. A Gomba-1 esetben két nagyméretű töréscsoport jelentkezett mind a 10 szimuláció esetében. Ezek rendre a törések ~50, illetve 30%-át foglalták magukba. Az ezeket követő legnagyobb töréscsoport mérete két nagyságrenddel kisebb: ~0,5%.

A két nagyméretű töréscsoport a térben is jól elkülönül (10. ábra). A szimulációk minden esetben a triász/eocén határ környezetébe, a karbonátok felső zónájába prognosztizálják a legnagyobb töréscsoportot (2450–2510 m között), míg a másik kiemelkedő méretű csoportot a fúrás talpának környezetébe, 2600 m alá jósolja. A két mélységtartomány között elenyésző az

összefüggő töréscsoportok száma és mérete, lényegében a kőzetben nincs összefüggő törésrendszer.

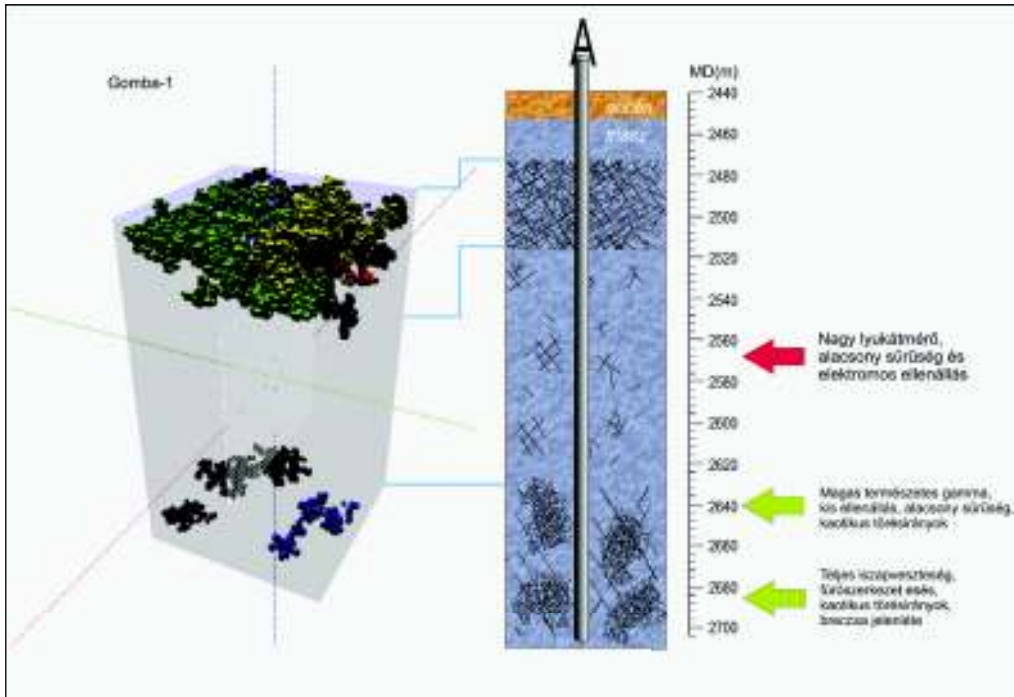
## 5. Diskusszió

### 5.1. Litológiai interpretáció és fejlődéstörténet

A földtani ismeretekre visszautalva, a vizsgált mészkövek rétegtani besorolása kérdéses, jó eséllyel a bükki karbonátplatform részét képezik. A Gomba-1 fúrásban feltárt, jól osztályozott onkoidos minták nagy energiájú közege utalnak, míg az árapálysákságot reprezentálják a Gomba-3 fúrásból megismert algaszőnyeges, feneszt-rális pórusterű minták (Bauer et al., 2016). A minták ásványtani összetétele valamint szén és oxigén stabilizotóp-értékei tipikus triász platformkarbonát-összetételt mutatnak (Schimpf et al., 2011).

A kőzetalkotó szemcsék között több cementfázist sikerült értelmezni. A legfiatalabb az IC kalcit cement, melynek kis Mg-tartalma (< 4%) meteorikus eredetre utal (Hayes, Boles, 1993). Szövege alapján a freatikus zónában keletkezhetett a korai diagenézis során, közel a felszínhez. Szintén a korai betemetődéskor bekövetkezett cementáció eredményeként értelmeztük a radiaxiális cementeket is. Ezekkel szemben a BC cementfázis a mélybetemetődés során képződhetett.

A terület szerkezetfejlődése összetett. Négy érkező fázist sikerült kimutatni. Szöveti értelmezésünk szerint az F1, F2 valamint az F3 törések idősebbek a breccsa képződésénél, míg az F4 törések a breccsák képződése után alakultak ki. Továbbá sikerült megállapítani, hogy az F2 törésekben talált bitument ért maximális hőmérséklet ~200 °C, míg az F4 törésekben talált vizes fluidumzárványok keletkezési hőmérséklete jóval kisebb, csupán ~125 °C. Ezek alap-



10. ábra – A törésmodellezés eredménye a Gomba-1 kút esetén

ján úgy gondoljuk, hogy az F4 törések egy kiemelkedéshez köthető kőzet-relaxáció során alakultak ki. Az F4 törésekben megtalált olajzárványok (tekintve, hogy UV spektrumuk alapján anyaguk lényegében megegyezik a ma termelt kőolajjal) szintén megerősítik, hogy az F4 egy fiatal áramlási pálya. Ez valószínűleg a másodlagos szénhidrogén-migráció során kezdett cementálódni, amely Benedek (2009) alapján kevesebb, mint 5 millió éve kezdődhetett meg.

A két különböző méretű framboidális pirit genetikáját különbözőképpen értelmeztük. A kisebb mérettartományt (15  $\mu\text{m}$ ) képviselők, mivel alapvetően a fossziliák környezetében dúsulnak, értelmezésünkben bakteriális szulfátredukcióhoz kapcsolódnak, ami a korai diagenézishez köthető. A nagyobb frakciót szintén szulfátredukció eredményezte, de nem a fossziliák, hanem szénhidrogén származékok bomlásával

hozható összefüggésbe. Véleményünk szerint a már említett kiemelkedés során a szénhidrogén olyan hőmérsékleti pozícióba kerülhetett, ahol a bakteriális tevékenység aktív lehetett, ami a nagyobb piritfrakció kialakulásához vezetett.

A diszperz autigén kvarckristályok utólagos pedogenezisre utalhatnak, amely a bükki, illetve a dunántúli-középhegységi-egységi analógia alapján a paleogén folyamán volt a legvalószínűbb.

Az eredmények alapján a breccsáknak két különböző előfordulása feltételezhető. A triász-eocén határon megjelenő, minden fúrásban megtalálható breccsa laterális kiterjedéssel és néhány méteres vastagsággal jellemezhető. Emellett nagyobb mélységben törésesen deformált karbonátzónák is magukba foglalnak kisebb breccsa horizontokat. A petrográfiai és geokémiai vizsgálatok alapján a két breccsa azonos

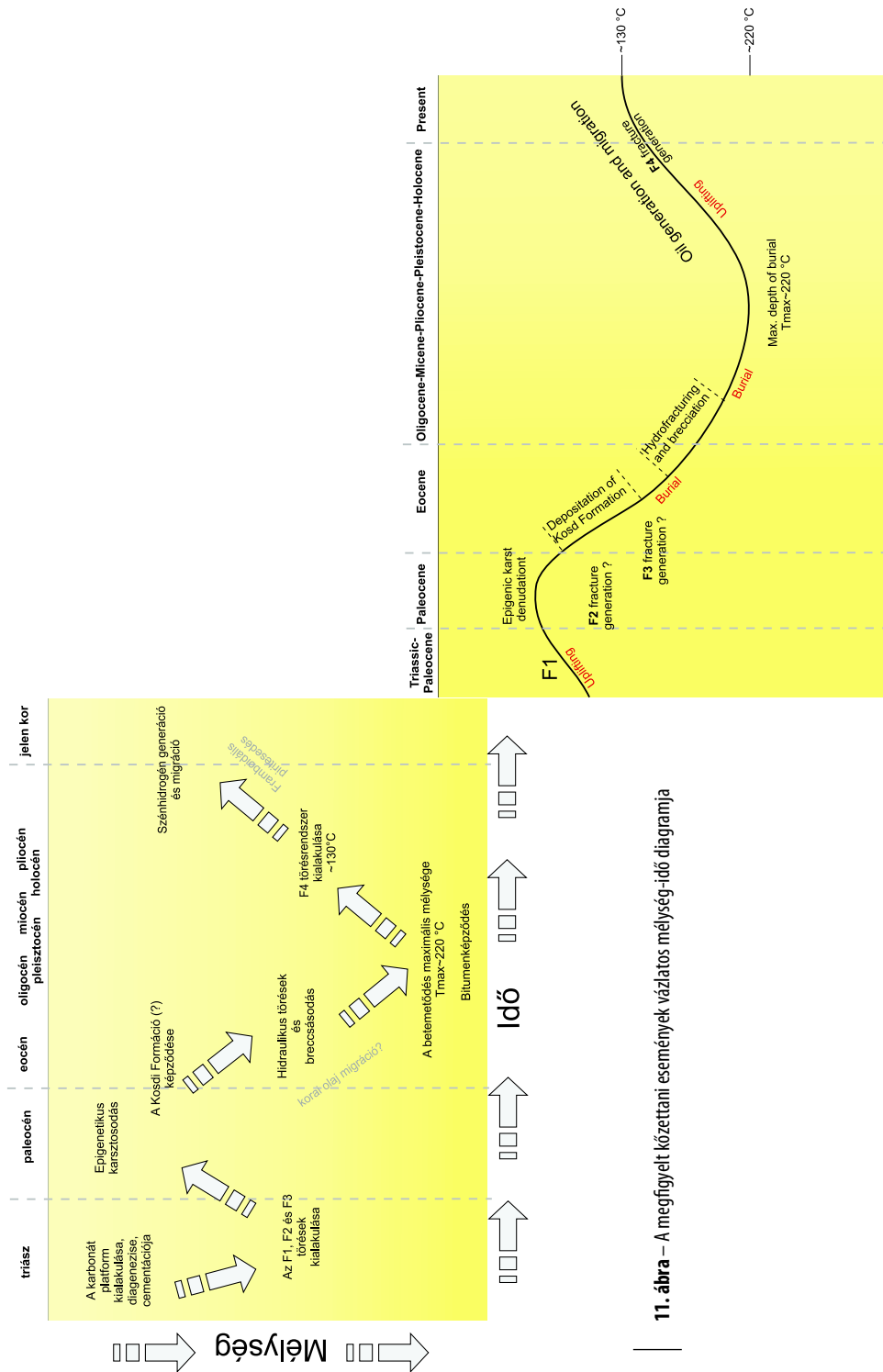
képződmény. A leggyakoribb kőzetalkotó klaszt a fentebb leírt karbonát, valamint metamorf és aleurolit kőzetszemcsék, melyek mellett alárendelten laminált karbonátszemcsék is megjelennek. Ez utóbbiak eredetére több lehetséges magyarázat is adható. A karbonátok képződési környezetéből adódóan felmerül a lehetősége, hogy sztromatolitok, valamint a jól fejlett érhálózatból következhet, hogy egy eddig ismeretlen érgeneráció töredékei és szövete alapján elképzelhető, hogy cseppkő-törmelékek. A stabilizotópos vizsgálat eredménye alapján, mely egyértelműen meteorikus eredetű szülőfluidumot jelez, a sztromatolit eredetet kizártuk. Mindezidáig a tágabb földtani környezetben sem dokumentáltak ilyen méretű karbonáttereket, amelyek legközelebb a Budai-hegységben ismeretesek. Ez alapján nem tartjuk valószínűnek, hogy a laminált karbonátszemcsék érfragmentum eredetűek lennének. Az előzőek alapján véleményünk szerint a fúrások egykori cseppkövekből származó klasztokat is tartalmazó breccsákat harántoltak, amit megerősít, hogy hasonló izotópos összetételt mért cseppkövekből McDermott (2001), valamint Verheyden et al. (2008) is.

A szöveti vizsgálatok eredményeiből egyértelműen kiderül, hogy a breccsa képződése nem nyírásos tektonikai esemény következménye (nincs irányított szövet, alacsony PSD). A szemcsék alakja egyszerű, ami Jábrak (1997) szerint az utólagos oldódás hiányára utal. A szemcse-kerekítettség unimodális eloszlása alapján a breccsát egy domináns folyamat alakította ki. Különbség mutatkozik a kerekítettség-értékekben a karbonát- és a nem karbonát szemcsék tekintetében: a koptatásnak kevésbé ellenálló karbonátszemcsék kerekítettség-átlaga értéke kisebb (0,55), mint a jóval ellenállóbb nem karbonátos szemcsék kerekítettsé-

ge (0,75), ami arra utal, hogy a breccsa képződése lényegében helyben kellett történjen.

A breccsásodási folyamat meghatározása nagyon fontos kérdés a szénhidrogén-kitermelés szempontjából, hiszen a különböző folyamatok különböző térbeli formákat eredményeznek. Míg egy vetőbreccsa kiterjedése lineáris objektumként közelíthető, addig egy regolit képződmény (mely kőzetanilag gyakran szintén breccsa) laterális kiterjedésű.

Szigorúan értelmezve Jábrak (1997) eredményeit, a gombai breccsák hidraulikus breccsának tekinthetők. Hasonló kőzetek ismertek ugyan a triász/eocén határról, de azok keletkezése elsősorban a partmenti abráziohoz köthető (Magyari, 1994). A Budai-hegység területén a triász repedezett/karsztosodott felszínére nagy víztartalmú márgás üledékek rakódtak az eocén folyamán, melyek infiltrálódtak a triász alapkőzetbe. Amikor egy földrengés, vagy az abrázio következtében leomlik a partfal, az alapkőzetben rövid időre hirtelen megnő a pórusnyomás, ami hidraulikus breccsásodáshoz vezet (Magyari, 1994). Ezeknek a breccsáknak a szövete azonos a gombai minták szövetével, azaz nincsenek nyírási indikátorok, mátrixvázúak, kaotikus szövetűek és a klasztok nem lekerekítettek. Véleményünk szerint elképzelhető, hogy a gombai minták esetében is hasonló folyamat zajlott le. A fellazult alapkőzet másodlagos és harmadlagos pórusterébe beszivárgott a szintén nagy fluidtartalmú fedő üledék (Kosdi Formáció?), mely a fedő, vízzáró agyagokkal való betemetődés során túlnyomást okozott és hidraulikus breccsásodáshoz vezetett (11. ábra). A klasztok geometriája mellett ezt támasztja alá a nagyméretű framboidális piritkristályok szöveti helyzete is, ugyanis ezek az F4 törésgeneráció mentén, valamint a fedő (Kosdi Formáció?) rétegeiben található.



11. ábra – A megfigyelt kőzettani események vázlatos mélység-Idő diagramja



## 5.2. A törésrendszer és a karsztosodás kapcsolata

A hidraulikus breccsásodás jó magyarázatot adhat a triász/eocén határon lévő breccsa keletkezésére, de nem magyarázza a mélyben lévő kisebb breccsa horizontokat. Követve Loucks (1999) nomenklatúráját, amely a barlangi képződményeket osztályozza, az ilyen szövetű képződmények mátrixvázú kaotikus breccsaként értelmezendők, melyek a barlangi főte leomlásával, illetve a barlangi patak hordalékszállításával képződnek (White, White, 1969). Mind a két képződési környezet fejlett karsztot igényel, ahol a karsztvíz áramlása megfelelően nagy tud lenni ilyen méretű szemcsék mozgatásához. Ezek alapján úgy gondoljuk, hogy a gombai területen valamikor fejlett karsztrendszer működött.

A karsztosodás mikéntjét és időpontját nem ismerjük. Ahhoz, hogy fejlett karszterület tudjon kialakulni, három alapvető feltételnek kell teljesülnie: legyen megfelelő oldódó alapkőzet, legyen megfelelő oldószer, továbbá legyen megfelelő méretű és minőségű porüstér a víz-kőzet kölcsönhatások végbemeneteléhez. Jelen esetben, a kevés oldási maradékkal jellemezhető tömött karbonát kiváló közeg a karsztosodáshoz, hiszen nagy területen és nagy vastagságban képződött. Ismeretes, hogy a paleogén folyamán a terület szárazulat volt (Kecskeméti, 1998; Less, 2005), illetve, hogy ekkor szubtrópusi, csapadékos klíma uralkodott (Bowen et al., 2004), mely elősegíti az epigén karsztosodást. A budai-hegységi, illetve a Bükk hegységi analógiák alapján ekkoriban valóban történt karsztosodás.

A megfelelő porüstér rendkívül fontos a karsztosodás szempontjából. Általánosan igaz, hogy a repedésrendszer preformálja a karsztot, meghatározza, befolyásolja a kialakuló karsztformákat. A részletes törésgeometriai vizsgálat alapján látható, hogy a törések jelentős része elérte az 5–10

mm-es nyitottságot, mely a karsztosodás egyik alapkritériumaként határozható meg, hiszen kb. ekkora nyitottságnál képes a laminárisan szivárgó fluidum turbulens áramlássá változni, így drasztikusan növelve az oldódást és az oldódási maradék elszállítását. Tekintve, hogy az F1, F2 valamint az F3 törések már nyitottak voltak a paleogén folyamán, valamint méréseink alapján oldottak is, mely közvetlen bizonyítéka az agresszív fluidumok migrációjának, úgy gondoljuk, hogy ezek a törések segíthették elő a fő karsztosodási fázist, mely a barlangi üledékeket, a fúrásban feltárt cseppkővet, valamint magát a fedőbreccsát is kialakíthatta.

Ugyanakkor ismert tény, hogy egy-egy karszterületen sem mindenhol képesek kialakulni karsztformák, barlangok, melynek egyik alapvető oka, hogy a terület törésrendszere általában nem alkot egyetlen összefüggő rendszert. Bauer és M. Tóth (2015) alapján a leginkább repedezett zónák nem feltétlenül a karsztformákban leggazdagabb területek, a törések számánál lényegesen fontosabb szempont a törésrendszer összefüggősége, melyet erősen befolyásol a törések hosszúságeloszlása is. Az eredményekből kitűnik, hogy a Gomba–1 kút környezetében alapvetően két olyan mélységtartomány van, ahol az egyedi törések számottevő méretű törésrendszert alkotnak. Ezek pontosan összeegyeztethetők azokkal a mélységtartományokkal, ahol paleokarszthoz köthető geofizikai, fúrási és litológiai anomáliákat tapasztaltuk (10. ábra).

Nagyon fontos, hogy a karsztosodás során bekövetkező rendkívül nagymértékű porüstér-növekedés térbeli eloszlása nem egyenletes, még egy összefüggő repedésrendszer esetén sem. A karsztok és elsősorban a barlangok morfológiája nagymértékben függ a karsztvíz eredetétől, melynek két fajtáját különböztetjük meg. Lehetnek

felszín alatti (hipogén) valamint felszíni eredetűek (epigén). Megfigyeléseink alapján, a mintaterületen hipogén karsztfejlődésre utaló nyom nincs, így nem tartjuk valószínűnek, hogy a gombai paleokarszt hipogén eredetű lenne. Az epigén karsztosodásnál rendkívül fontos a karsztvíz hőmérséklete. Míg egy alpesi, rendkívül hideg, nagy oldóképességű karsztvíz akár több 100 méter mélységű aknákat is képes oldani, addig egy melegebb víz inkább kevésbé mély, kisebb vertikális kiterjedésű üregrendszer képez. Jelen esetben nincsenek nagyméretű összedőlt szerkezetek, melyeket szeizmikus képen láthatnánk, így nem valószínű, hogy alpesi típusú karszt lehetett a gombai paleokarszt. Ugyanakkor erőteljes trópusi/szubtrópusi környezetre és mállásra utal a dickit valószínű prekursora, a kaolinit jelenléte a barlangi üledék (a mélyebben fekvő breccsa) mátrixában, így véleményünk szerint egy szubtrópusi környezetben kialakult karszt lehetett egykor a gombai paleokarszt.

Ez a karsztosodási mód rendkívül változatos formakincsrel jellemezhető. Palmer (1991) több mint 500 jelenkori barlang alapján 4 csoportba sorolta őket. Ezek közül messze a leggyakoribb az elágazó típus. Erre a típusra jellemző, hogy  $10^2$ – $10^5$  m teljes járáthossz mellett viszonylag kis vertikális kiterjedésűek (100–200 m), gyakran tartalmaznak cseppköveket valamint felszíni üledékeket is. Jellemző az ilyen barlangokra, hogy a beszivárgási és a kifolyási területe térben jól elkülönül. A köztük lévő karsztvíz szivárgása hierarchikusan történik. A mikrotörések által vezetett fluidumok egyre nagyobb törésekbe, járatokba szivárognak, míg eléri a barlang fő járatát, melyek többnyire követik a tektonikai szerkezetek irányultságát. Ez jelen esetben ÉK–DNy.

Ezek alapján úgy gondoljuk, hogy az egykori karsztosodás következtében kialakult extrém porozitás alapvetően az ÉK–DNy-i

irányultságot követheti, és ez a mai fluidumok, így a szénhidrogén migrációját is befolyásolhatja.

## 6. Összegzés

A gombai rezervoár rétegsorában a leggyakoribb kőzettípus a grainstone, wackestone szövetű onkoidos mészkő. A mészkő fedője kaotikus szövetű, változó vastagságú breccsa. A breccsa mátrixának összetétele (nagy dickit- és kvarctartalom), a breccsát alkotó szemcsék összetétele (karbonátok, metamorf kavicsok és agyagkövek), valamint a szöveti paraméterek mind kizárják a tektonikus eredetet. Ásványtani, geokémiai és képelemzés eredmények alapján, a breccsa kialakulása karsztosodáshoz kötött, hidraulikus genetikájú.

Az érkitöltések vizsgálata, valamint az ásványos összetétel alapján arra következtetésre jutottunk, hogy a gombai rezervoár a régmúltban bizonyosan magasabb hőmérsékleti tartományba került, mint a mai állapot ( $125\text{ °C}$ ). A törésekben található szerves anyag Raman termometriai mérési eredménye, valamint a mintákban található dickit jelenléte a betemetődés maximális hőmérsékletét  $\sim 220\text{ °C}$ -nak mutatja.

A gombai terület repedésrendszerének vizsgálata során 4 törésgenerációt különítettünk el, melyek közül a legfiatalabb (breccsa képződését követő) törésrendszer kalcit kitöltéseiben, a napjainkban termelt kőolajjal azonos UV-spektrummal jellemezhető kőolajzárványokat azonosítottunk. Ez bizonyítja, hogy a törésrendszer aktív eleme a recens szénhidrogén migrációnak. Az idősebb törésgenerációk bitumen kitöltést tartalmaznak, ami egy korábbi szénhidrogén migrációt jelez.

Az egyedi törések képelemzési vizsgálata alátámasztja, hogy számos törés alakja az oldódás hatására számottevően módosult.

Az oldott és nem oldott törések numerikus elkülönítésére számított diszkriminancia-függvény alkalmazásával az oldódás mértéke megbecsülhetővé vált.

A gombai területen igazoltuk egy karsztosodási esemény meglétét, melyet alátámaszt a Gomba–1 fúrása során harántolt üreg jelenléte, a különböző mélységekben megjelenő polimikt breccsa, a breccsa klasztjai között feltárt (valószínűleg) cseppkő eredetű édesvízi mészkő töredék, a jelentős számú oldott törés, a fúrómagokon található oldódási nyomok, valamint a breccsa mátrixában található jelentős dickit-tartalom, amely a trópusi mállás eredményeként létrejövő kaolinit nagyobb hőmérsékleten stabilis módosulata.

A gombai rezervoár esetében, a Gomba–1 fúrás környezetében a töréshálózat nem alkot összefüggő törésrendszert. Két összefüggő, nagyméretű törésrendszert választ el egy nem töredezett zóna, amely predesztinálja a barlangképződésre alkalmas mélységtartományokat. A barlangképződésre alkalmas mélység-intervallumok mindegyike tartalmaz valamilyen paleobarlangra utaló nyomot (pl. barlangi üledék, nyitott üreg, extrém nagy/teljes iszapvesztés). A földtani környezet és irodalmi analógiák alapján az egykori barlangrendszer egy epigén, patakos (*branchwork*) típusú barlang volt, melynek fő járatai ÉK–DNY irányt vehettek fel.

## Irodalomjegyzék

- Árkai, P. (1983): Very low- and low grade alpine regional metamorphism of the Paleozoic and Mesozoic formations of The Bükkium, NE-Hungary. *Acta Geologica Hungarica*, **26/ 1–2**, 83–101.
- Bauer, M, M. Tóth, T. (2015): Modeling microfracture geometry to the assess the function of a karst system (Vízfő spring catchment area, Western Mecsek Mountains, Hungary). *Geologica Croatica*, **68/4**, 11–23.
- Bauer, M., M. Tóth, T. (2017): Characterization and DFN modelling of the fracture network in a mesozoic karst reservoir: Gomba oilfield, paleogene basin, central Hungary. *Journal of Petroleum Geology*, **40** (3), 319–334.
- Bauer, M, M. Tóth, T., Raucsik, B., Graguly, I. (2016): Petrology and Paleo-karst features of the Gomba hydrocarbon reservoir (Central Hungary). *Central European Geology*, **59/1–4**, 28–59.
- Benedek, L. (2009): Gomba mező geológiai újrafeldolgozása és művelési terve. Mol Inc. Report, Budapest, 210 p.
- Beysac, O., Goffé, B., Chopin, C., Rouzard, J.N. (2002): Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. *Journal of Metamorphic Geology*, **20**, 859–871.
- Blenkinsop, T.G. (1991): Cataclasis and processes of particle size reduction. *Pure and Appl. Geophys*, **136**, 1–33.
- Bodnár, R.J. (1993): Revised equation and table for determining the freezing point depression of H<sub>2</sub>O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **57**, 683–684.
- Bons, P.D., Elburg, M.A., Gomez-Rivas, E. (2012): A review of the formation of tectonic veins and their microstructures. *Journal of Structural Geology*, **43**, 33–62.
- Bowen, G.J., Wassenaar, L.I., Hobson K.A. (2004): Global application of stable hydrogen and oxygen isotopes to wildlife forensics. *Oecologia*, **143**, 337–348.
- Coplen, T.B. (1996): Guidelines for reporting certain isotopic values relevant to ground-water studies. *Ground Water*, **34/3**, 338 p.
- Csontos, L., Nagymarosy, A. (1998): The Mid-Hungarian line: a zone of repeated tectonic inversions. *Tectonophysics*, **297/1–4**, 51–71.
- Dershowitz, W.S., Einstein, H.H. (1998): Characterizing rock joint geometry with joint system models. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, **1**, 21–51.
- Dunham, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *American Association of Petroleum Geologists Memoirs*, **1**, 108–121.
- Esteban, M., Budai, T., Juhász, E., Lapointe, P. (2009): Alteration of Triassic carbonates in the Budai Mountains - a hydrothermal model. *Central*

- European Geology, **52/1**, 1–29.
- Feng, K., Cao, J., Hua, K., Peng, X., Chen, Y., Wang, Y., Wang, M. (2013): Dissolution and its impacts on reservoir formation in moderately to deeply buried strata of mixed siliciclastic and carbonate sediments, northwestern Qaidam Basin, northwest China. *Marine and Petroleum Geology*, **39**, 124–137.
- Flook, A.G. (1978): Use of dilation logic on the Quantimet to achieve fractal dimension characterization of texture and structured profiles. *Powder Technology*, **21**, 295–298.
- Goldstein, R.H., Reynolds, T.J. (1994): Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals SEPM Short Course 31. Society of Sedimentary Geology, 203 p.
- Györi, O., Poros, Zs., Mindszenty, A., Molnár, F., Fodor, L., Szabó, R. (2011): Budai-hegységi paleogén karbonátos kőzetek diagenezistörténete (Diagenetic history of the Palaeogene carbonates, Buda Hills, Hungary). *Földtani Közlöny*, **141/4**, 341–361.
- Haas, J. (2004): Magyarország Geológiája – Triász. Elte Eötvös kiadó, Budapest, 306 p.
- Haas, J., Budai, T., Csontos, L., Fodor, L., Konrád, Gy. (2010): Pre-Cenozoic geological map of Hungary 1:500 000. MÁFI, Budapest.
- Hayes, M.J., Boles, J.R. (1993): Evidence for meteoric recharge in the San Joaquin Basin, California provided by isotope and trace element chemistry of calcite. *Marine and Petroleum Geology*, **10**, 135–144.
- Jébrak, M. (1997): Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: A review of mechanisms morphology and size distribution. *Ore Geology Reviews*, **12**, 111–134.
- Kecskeméti, T. (1998): Magyarország epikontinentális eocén képződményeinek rétegtana. In: Bérczi, I., Jámbor, Á. (Eds): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. MÁFI, Budapest, 403–417.
- Korpás, L., Juhász, E. (1990): Paleokarszt földtani modellek. *Karszt és Barlang*, **2**, 105–116.
- Lahfid, A., Beyssac, O., Deville, E., Negro, F., Chopin, C., Goffé, B. (2010): Evolution of the Raman spectrum of carbonaceous material in low-grade metasediments of the Glarus Alps (Switzerland). *Terra Nova*, **22/5**, 354–360.
- Less, Gy. (2005): Paleogene. In: Pelikán, Gy. (Ed): *Geology of the Bükk Mountains*. Hungarian Geological Society, Budapest, 204–210.
- Loucks, R.G. (1999): Paleocave carbonate reservoirs: Origins, burial-depth modifications, spatial complexity, and reservoir implications. *AAPG Bulletin*, **83/11**, 1795–1834.
- M. Tóth, T. (2010): Determination of geometric parameters of fracture networks using 1D data. *Journal of Structural Geology*, **32/7**, 878–885.
- Magyari, Á. (1994): Késő-Eocene hidraulikus breccsásodási jelenségek a Budai-hegység déli részén. *Földtani Közlöny*, **124/1**, 89–107.
- McDermott, F., Matthey, D.P., Hawkesworth, C.J. (2001): Centennial-scale Holocene climate variability revealed by a high-resolution speleothem  $\delta^{18}\text{O}$  record from SW Ireland. *Science*, **294**, 1328–1331.
- McKinney, C.R., McCrea, J.M., Epstein, S., Allen, H.A., Urey, H.C. (1950): Improvements in mass spectrometers for the measurement of small differences in isotope abundance ratios. *Review of Scientific Instruments*, **21**, 724 p.
- Min, K.B., Jing, L., Stephansson, O. (2004): Determining the equivalent permeability tensor for fractured rock masses using stochastic REV approach: Method and application to the field data from Sellafield, UK. *Hydrogeology Journal*, **12**, 497–510.
- Mort, K., Woodcock N.H. (2008): Classification of fault breccias and related fault rocks. *Geological Magazine*, **145/3**, 435–440.
- Nagyvarosy, A. (1990): Paleogeographical and paleotectonic outlines of some IntraCarpathian Paleogene basins: – *Geológický Zborník. Geologica Carpathica*, **41/3**, 259–274.
- Palmer, A.N. (1991): Origin and morphology of limestone caves. *Geological Society of America Bulletin*, **103**, 1–21.
- Pelikán, P. (2001): A Bükk hegység szerkezeti vázlata. – Fenntartható fejlődés és ásványi nyersanyagok az észak-magyarországi régióban. Az MFT Vándorgyűlése, Miskolc, 56. p.
- Pelikán, P. (2005): *Geology of the Bükk Mountains*. Hungarian Geological Society, Budapest, 284 p.
- Poros, Zs., Mindszenty, A., Molnár, F., Pironon, J., Györi, O., Ronchi, P., Szekeres, Z. (2012): Imprints of hydrocarbon-bearing basinal fluids on a karst system: Mineralogical and fluid inclusion studies from the Buda Hills, Hungary. *International Journal of Earth Sciences*, **101**, 429–452.
- Priest, S.D., Hudson, J.A. (1976): Discontinuity spacings

- in rock. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts*, **13/5**, 135–148.
- Rahl, J.M., Anderson, K.M., Brandon, M.T., Fassoulas, C. (2005): Raman spectroscopic carbonaceous material thermometry of low grade metamorphic rocks: calibration and application to tectonic exhumation in Crete, Greece. *Earth Planetetary Science Letters*, **240**, 339–354.
- Schimpf, D., Kilian, R., Kronz, A., Simon, K., Spötl, C., Wörner, G., Mangini, A. (2011): The significance of chemical, isotopic, and detrital components in three coeval stalagmites from the superhumid southernmost Andes (53°S) as high-resolution palaeo-climate proxies. *Quaternary Science Reviews*, **30/3–4**, 443–459.
- Schmid, S.M., Bernoulli, D., Fügenschuh, B., Matenco, L., Schefer, S., Schuster, R., Ustaszewski, K. (2008): The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss Journal of Geosciences*, **101/1**, 139–183.
- Sibley, D.F., Gregg, J.M. (1987): Classification of dolomite rock textures. *Journal of Sedimentary Petrology*, **57**, 967–975.
- Spötl, C., Wennemann, T.W. (2003): Continuous-flow isotope ratio mass spectrometric analysis of carbonate minerals. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, **17**, 1004–1006.
- Szalay, I., Dienes, E., Nemes, I.L., Schönviszky, L. (1978): A Darnó-öv szerkezeti kutatása. Annual Report of the Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary, **1977**, 34–41.
- Szalay, I., Dudás, K., Hegedűs, E., Schönviszky, L., Taba, S. (1976): Geophysical structure investigation around the Darnó fault line. Annual Report of the Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary, **1975**, 26–30.
- Tari, G., Báldi, T., Báldi-Beke, M. (1993): Paleogene retroarc flexural basin beneath the Neogene Pannonian Basin: a geodynamic model. *Tectonophysics*, **226/1**, 433–455.
- Vass, I., M. Tóth, T., Szanyi, J., Kovács, B. (2009): Az aljzati kristályos hátaak szerepe az Alföld fluidum áramlási és hőtranszport folyamataiban (The role of the crystalline domes of the basement in the fluid migration and thermotransport processes – In Hungarian). In: M. Tóth, T. (Ed.): *Magmás és Metamorf képződmények a Tiszai egységben*. SZTE Földrajzi és Földtani Tanszékcsoport, Geolitera, Szeged, 325–341.
- Velledits, F., Bércziné, M.A., Piros, O. (1999): A Kisfennsíki Mészki (Bükk hegység) fáciese és kora. *Földtani közlöny*, **129/4**, 573–592.
- Verheyden, S., Genty, D., Cattani, O., Vanbreukelen, M. (2008): Water release patterns of heated speleothem calcite and hydrogen isotope composition of fluid inclusions. *Chemical Geology*, **247/1–2**, 266–281.
- White, E.L., White, W.B. (1969): Processes of cavern breakdown. *National Speleological Society Bulletin*, **31**, 83–96.
- Yielding, G., Walsh, J.J., Watterson, J. (1992): The prediction of small scale faulting in reservoirs. *First Break*, **10**, 449–460.
- Yui, T.F., Huang, E., Xu, J. (1996): Raman spectrum of carbonaceous material: a possible metamorphic grade indicator for low-grade metamorphic rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, **14/4**, 115–124.
- Zhou, Q., Xiao, X., Pan L., Tian, H. (2014): The relationship between micro-Raman spectral parameters and reflectance of solid bitumen. *International Journal of Coal Geology*, **121/1**, 19–25.