

REPEDÉSHÁLÓZAT SZIMULÁCIÓ ÉS PALEOFLUIDUM REKONSTRUKCIÓ SZEREPE KOMMUNIKÁLÓ TÖRÉSRENDSZEREK VIZSGÁLATÁBAN

M. Tóth Tivadar - Vass István - Schubert Félix

Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék
mtoth@geo.u-szeged.hu, vass@geo.u-szeged.hu, schubert@sol.cc.u-szeged.hu

Összefoglalás: Repedezett kőzettestek hidrogeológiai vizsgálatok a töréshálózatok térbeli viselkedésének elemzése fontos feladat. Ezen vizsgálatok során a különböző lyukgeofizikai és kúthidraulikai mérések mellett lényeges szerepe van a deformációtörténeti elemzésnek, valamint a törésrendszer paleohidrologiai rekonstrukciójának is. Előbbi a mikroszerkezeti viszonyok tisztázásán túl a törések geometriai paramétereinek mérését, s az adatok alapján a repedéshálózat matematikai alapú modellezését foglalja magába. A szimulált törésrendszer részletes elemzésével lehetőség van a kommunikáló alrendszerek kijelölésére. A repedésrendszerben egykor migrált fluidumok a cementáció során a repedéskitöltő ásványokban, mint fluidum zárványok csapdázódhatnak. Vizsgálatuk eredményeként a bezáródás fizikai körülményeire, valamint az egykori folyadékok összetételére kaphatunk választ. Rezervoár méretben ez alapján lehetőség van eltérő fluidum rezsimok, s így nem kommunikáló törésrendszerek körülhatárolására. A dolgozatban a két eltérő háttérű megközelítés együttes alkalmazását mutatjuk be egy alföldi repedezett metamorf anyagú szénhidrogén rezervoár esetében.

Kulcsszavak: repedéshálózat modellezés, DFN modell, perkolációs klaszter, fluidum zárvány, migráció

1. Bevezetés

Repedezett kőzettestek fluidum áramlási és tárolási folyamatai szempontjából a töréshálózatok térbeli viselkedésének vizsgálata kiemelten fontos feladat. Mivel számos repedezett kőzet (magma, metamorf kőzetek, karbonátos képződmények) mátrix porozitása többnyire elhanyagolható, a felszín alatti folyadék rendszer túlnyomórészt a kőzettest töréshálózatához kapcsolódik. Mivel repedezett rezervoároknak egyidejűleg több, egymással kapcsolatban nem lévő hálózat is létezhet, különösen fontos feladat a kommunikáló részrendszerek felismerése és elemzése (Berkowitz, 1995, Bloomfield, 1996). Mindennek vizsgálatát különösen nehezíti az a tény, miszerint a hidraulikailag aktív törés rendszerek rendszerint kívül esnek mind a nagyléptékű szeizmikus, mind a kisléptékű kútgeofizikai és mikroszerkezeti vizsgálatok látókörén (Paillet et al. 1993; Childs et al. 1997). Elemzésükre ezért más eljárásokat is célszerű alkalmazni. Dolgozatunkban a törésrendszerek geometriai paraméterein alapuló repedés szimuláció és a repedések cementásványjaiban csapdázódott fluidum zárványok vizsgálati lehetőségeit tárgyaljuk. Együttes alkalmazásukat egy alföldi repedezett metamorf szénhidrogén tároló esetében mutatjuk be.

Az adott deformációs események hatására kialakuló törésrendszerekben az egyedi repedések széles skála intervallumon jelenhetnek meg a szubmikroszkópos méretűtől a több százméteres nagyságúakig (Allègre et al. 1982; Turcotte, 1997; Ouillon et al. 1996). Ezek egyes jellegzetességei összevethetők a különböző mérettartományokban (összefoglalva Korvin, 1992; Turcotte, 1992; Long, 1996; Weiss, 2001), ami lehetőséget ad a kőzet repedésrendszerének adott mérettartományban történő részletes elemzése alapján matematikai alapú modellezésére (Angerer et al. 2003). A szimuláció célja a kiválasztott kőzettest 3D töréshálózatának modellezése tároló léptékben, a litológiai, szerkezetfejlődési viszonyok tükrében.

Amint a szerkezeti mozgásoknak köszönhetően törések, törésrendszerek alakulnak ki a kőzetben, az új folytonossági hiányok áramlási pályaként és tárolási térfogatként jelentkeznek a kéregbeli fluidumok számára. Törvényszerű, hogy a repedéseken keresztül áramló víz reakcióba lép a mellékkőzettel, s a lezajló víz-kőzet kölcsönhatások minden esetben részben oldódásos, részben precipitációs folyamatok. Míg karbonátos mellékkőzet esetén meghatározó lehet az oldódás (Singurindy és Berkowitz, 2005), szilikátos kőzetek esetén rendszerint a repedések cementációja a leglényegesebb folyamat (Sausse et al. 2001; Fourcade et al. 2002). E kettősség természetesen alapvető a törés rezervoár működési mechanizmusának megértése szempontjából is (MacQuarrie és Mayer, 2005). Míg oldásos esetben pozitív visszacsatolású rendszerrel van dolgunk, ahol a „működő” árampályák egyre meghatározóbbak lesznek (Kaufmann, 2003); míg, ahol a cementáció a döntő folyamat, negatív visszacsatolású a rendszer, és a működő pályák elzáródnak, az áramló fluidum új utakat keres (O'Brien et al. 2003; Wagner et al. 2005; Kumar és Ghassemi, 2005; Liu et al. 2005). A cementásványokban csapdázódott fluidumok részletes elemzése alapján lehetőség van az egykor a repedésrendszerben jelenlévő folyadékok fizikai, kémiai tulajdonságainak meghatározására, és így az egymás mellett létező kommunikáló törésrendszerek elkülönítésére is.

2. Repedéshálózat modellezés

2.1. Törések geometriai paraméterei

A törések és töréshálózatok értelmezésében a leíró jellegű szerkezetföldtani és mikrotektonikai jellegzetességek mellett fontos szerep jut a kvantitatív paramétereknek is. Az egyedi repedések véges kiterjedésű, rendszerint bonyolult módon és többszörösen meghajlított kétdimenziós felületekként értelmezhetők, melyek azonban a legtöbb esetben síklapokkal megfelelően közelíthetők (Chiles és de Marsily, 1993). Alakjuk a legtöbb homogén összetételű kőzetben, pl. a gránitban (Twiss és Moores, 1992) körhöz közeli, míg jól fejlett rétegzettséggel, padossággal jellemzett üledékes kőzetekben (rétegzett homokkővek, karbonátos kőzetek) nagyfokú anizotrópia is kialakulhat. Esetünkben mind a törések parametrizálása, mind a későbbi szimuláció során a kör reprezentációt követjük, megjegyezve, hogy más szimulátorok sokszor alakú repedésekkel dolgoznak. Ennek megfelelően az egyedi töréseket egyértelműen leíró geometriai paraméterek a kör középpontjának térbeli helyzete, a kör sugara és irányítottsága (dőlés, csapás). Törés rendszerek esetén mindez a középpontok térbeli

sűrűségét leíró függvényként, valamint a sugárra és a dőlés-csapás érték párokra jellemző eloszlás függvényekként értelmezhető. A törésrendszer hidraulikai jellemzése feltételezi az egyedi törések pozitív térfogatát, ezért a vastagság nélküli körlapokat adott nyitottságú (aperture) lapos korongokkal („parallel plate model”, Witherspoon et al. 1980) helyettesítjük.

A továbbiakban előforduló jelöléseket az alábbiakban foglaljuk össze:

Hosszúság (sugár) a 3D-ban	L
Nyitottság (aperture)	a
Fraktál dimenzió	D
Dőlés	α
Relatív dőlés	α^r
Hosszúság eloszlás paraméterei	$E, F - N(L)=F*L^{-E}$
Nyitottság függvény paraméterei	$A, B - a=A*L+B$
Cella oldalhossza	r

2.1.1. Sugár (hosszúság)

A töréses elemek egyik legfontosabb, fluidum vezetés-tárolás szempontjából is alapvető tulajdonsága a repedések hossza, illetve 3 dimenzióban – a korong modellt alkalmazva – azok átmérője. Számos szerző foglalkozott adott generációba tartozó törések méreteloszlásának leírásával. Általános egyetértés van abban a tekintetben, hogy a hosszúság adatok valamely nem szimmetrikus eloszlással közelíthetők megfelelően, azaz a kisméretű törések száma jelentősen meghaladja a nagy töréseket. A leggyakrabban alkalmazott modellt szerint (Yielding et al. 1992; Min et al. 2004) a legjobban a

$$N(L)=F*L^{-E} \quad (1)$$

sűrűségfüggvényű hatványfüggvény típusú eloszlás írja le a repedésméretetek viselkedését.

2.1.2. Nyitottság

A nyitottság megfelelő definiálása számos problémával terhelt. Az eredeti deformációs folyamat hatásán túl a repedés nyitottságát – akár pontról pontra eltérő mértékben – befolyásolhatják a víz-kőzet kölcsönhatás folyamatok eredményei akár a nyitottság növekedése (oldódás), akár annak csökkenése (cementáció) irányában. Valamely repedezett tároló adott irányú töréseinek kinyílása vagy bezáródása alapvetően a megfelelő mélységben uralkodó recens feszültségtér tulajdonságaitól függ, így a nyitottság felszíni mérésekkel nem meghatározható. A fluidumnak a repedésben történő mozgását mindezek mellett alapvetően meghatározza a felület (repedésfal) érdessége is, így az áramlás modellezése szempontjából az egyedi repedésre vonatkozó hatásos nyitottság becslése meglehetősen problematikus (Vermilye és Scholz, 1995). Leckenby és tsai (2005) ennek feloldására a kitöltött repedések vastagságával, mint „paleo-nyitottság” értékekkel számolnak, míg Keller (1998) Computer Tomográfiával történő

mérés alkalmazását javasolja. Ekkor megfelelően választott küszöbérték választásával a közet határ egyértelműen definiálhatóvá válik.

A mérés nagyfokú bizonytalansága ellenére a repedéshálózatok modellezésével foglalkozó szakirodalom egybehangzó megállapítása alapján a nyitottság – a hosszúsághoz hasonlóan – hatvány függvény eloszlást követ. A repedések hossza és fizikai nyitottsága között statisztikai értelemben szoros lineáris kapcsolat tételezhető fel, amint azt az elméleti megfontolások (Pollard és Segall, 1987) és a tapasztalati (Barton és Larsen, 1985; Loiseau, 1987; Vermilye és Scholz, 1995; Gudmundsson, 2000; Gudmundsson et al. 2001) eredmények is igazolják. Azaz

$$a=A*L+B. \quad (2)$$

Bár B értéke elméletileg nulla, hiszen a „kiterjedés nélküli repedés” nyitottságára utal, mivel (2) paramétereit rendszerint mérési adatokból lineáris regresszióval határozzuk meg, előfordulhat $B \neq 0$ érték is. A maximális nyitottság és a hosszúság arányként definiált arány (azaz a regressziós egyenes meredeksége) számos különböző közettípusra litoklázisok esetén $2 \cdot 10^{-3} - 8 \cdot 10^{-3}$ körül, míg nyírásos repedésekre $3 \cdot 10^{-3}$ és $3 \cdot 10^{-2}$ körül alakul (Opheim és Gudmundsson, 1989; Vermilye és Scholz, 1995).

2.1.3. Orientáció

Adott generációhoz tartozó törés rendszerek rendszerint jól definiált irányokat jelölnek ki. Míg a szisztematikus litoklázisok megközelítőleg párhuzamos lefutásúak, a vetők rendszerint két markáns iránnyal jellemezhető konjugált, esetleg bonyolultabb Riedel rendszereket alkotnak. A repedéseket jelképező korongok térbeli helyzetét meghatározó paraméterek a dőlésszög és a dőlésirány, melyek együttes eloszlását számos szerző kétváltozós Fisher eloszlásfüggvénnyel tartja közelíthetőnek. Mivel a mintázás irányával kis szöget bezáró törések törvényszerűen alulreprezentáltak a mintában, célszerű a dőlés/csapás adatokat a Terzaghi (1965) által bevezetett formula alapján korrigálni.

A továbbiakban a tapasztalatunk szerint nagy hibával közelítő elméleti eloszlásfüggvények alkalmazása helyett az eredeti, mért adatok alapján korrigált adatbázist használjuk a szimuláció során.

2.1.4. Térbeli sűrűség

Míg a korábban tárgyalt kvantitatív paraméterek definíciója lényegében egyértelmű, törésrendszerek térbeli sűrűségének megadására számos, különböző elméleti megfontolású meghatározás ismert. Ezek számos további mellett a törés intenzitás (fracture intensity), a törés sűrűség (fracture density), a törési index (fracture index), a törés felszín területe (fracture surface area), a törés metszések sűrűsége (fracture intersection density) és a törés távolság (fracture spacing).

Részletes mérésekkel számos szerző igazolta, hogy szerkezetfejlődéstől és a litológiától lényegében függetlenül a törésrendszerek geometriája fraktál-szerű geometriai

objektumként kezelhető (Barton és Larsen, 1985; La Pointe, 1988; Hirata, 1989; Matsumoto és tsai., 1992; Kranz, 1994; Tsuchiya és Nakatsuka, 1995; Roberts et al. 1998). Azaz a repedéseket jelképező korongoknak általában nem csak a méretét (átmérő, nyitottság), hanem térbeli helyzetét is a választott mérettartomány függvényében vizsgálhatjuk. A repedéshálózatot minden méretben sűrűbben és ritkábban repedezett zónák egymásmellettsége jellemzi, az egyenletesen, vagy éppen teljesen esetlegesen repedezett közettömegek igen ritkák. Ezért a repedés középpontok elhelyezkedésének törvényszerűségeit a mérettartomány függvényében vizsgáljuk, s a középpontok sűrűségét a mintázat fraktál dimenziójával jellemezzük.

A mérés elve a „box-counting” módszer néven ismert eljárás (Mandelbrot, 1983; Mandelbrot, 1985; Barton és Larsen, 1985; Barton, 1995). A vizsgált geometriai objektumot különböző oldalhosszúságú rácshálóval lefedve, a mintázat valamely elemét tartalmazó cellák („dobozok”) száma arányos azok méretével úgy, hogy

$$N(r) \sim r^{-D}. \quad (3)$$

Ebben az esetben az adott mintázat $D \neq 1$ esetén fraktál természetű, s dimenziója log-log skálán az egyenes meredekségével közelíthető. A szimuláció során ennek megfelelően a vizsgált mérettartományt meghaladó méretekre való becsléssel azt használjuk ki, hogy az adott mintázat minden léptékben hasonlóan sűrűn tölti ki a teret.

2.2. A szimuláció algoritmus

Az elmúlt évtizedekben számos repedéshálózat modellező módszer, algoritmus, és ezeket támogató szoftver fejlődött ki (Long, 1996; Zhang és Sanderson, 2002, Gringarten, 1998, stb). Az eljárások egy része determinisztikus algoritmust követ, míg más módszerek az egyedi törések hálózataként (Discrete Fracture Network – DFN) felépülő törésrendszer sztochasztikus alapú rekonstrukcióját célozzák. Az általunk használt eljárás olyan fraktál geometria alapú (pl. Hewett, 1995) DFN modellt épít, amely figyelembe veszi a törésmintázatok általánosan megfigyelt skálainvarianciáját is. A töréshálózatok fraktál geometriai elemekkel leírhatók abban az értelemben, hogy

- 1) a törések méreteloszlása hatványeloszlást követ (pl. Yielding et al. 1992, Min et al. 2004)
- 2) adott méret fölötti törések térbeli eloszlása lényegében litológiától és szerkezeti helyzettől függetlenül skálainvariáns mintázatot alkot a térben (pl. (Barton és Larsen, 1985; La Pointe, 1988; Hirata, 1989; Matsumoto és tsai., 1992; Kranz, 1994; Tsuchiya és Nakatsuka, 1995, Roberts és tsai., 1998).

A törések szimuláció során használt geometriai alapparamétereit a korábbiakban részletesen tárgyaltak alapján a törések hossza, nyitottsága, orientációja (dőlése és csapása), valamint a törésközéppontok fraktál dimenziója adják. A hosszúságok eloszlása bármely vizsgált esetben hatvány függvény eloszlással közelíthető, valamely repedés nyitottsága a hosszúság lineáris függvénye. Az irányt leíró adat párok eloszlását nem közelítettük analitikus eloszlás függvénnyel. A fraktál dimenziót, a mintázatot jellemző legfontosabb numerikus paramétert box-counting módszerrel határoztuk meg. Mindezekkel egyetértésben a töréseket reprezentáló korong sereg generálása az alábbi rekurzív algoritmus alapján történt:

- 3) A vizsgált térrész felosztása maximális méretű, homogén paraméter halmazú, kocka alakú egységcellákra (generátor elemek);
- 4) Az i . lépésben kapott cellák élének felosztása r ($\in \mathbb{N}$) részre, s így r^3 számú azonos méretű új kocka generálása;
- 5) Az adott generátor elemben érvényes „box-counting” dimenzió alapján ($N(r)=r^D$) a repedés középpontot tartalmazó kisebb kockák véletlenszerű kiválasztása;
- 6) A 2. és 3. lépés rekurzív ismétlése;
- 7) Adott küszöbérték elérésekor a repedést tartalmazó kockák középpontja, mint repedés középpontok kiválasztása („fracture seeds”);
- 8) A megfelelő eloszlásokból véletlenszerűen választott paraméterekkel (hosszúság, irány) a repedés középpontok körül repedés (korong) generálása.

Az 1-4. lépés ismétlésével amint a cellák mérete csökken, a repedés középpontot tartalmazó kockák száma nő. Az algoritmus rekurzív jellege, és az alkalmazott box-dimenzió miatt a kialakuló pontsereg a mérttel megegyező dimenziójú fraktál objektum lesz. A végeredményként kapott töréshálózat teljesíti a kezdeti feltételeket, miszerint paraméterei megegyeznek a mért paraméterek eloszlásaival. Az algoritmus statisztikus abban az értelemben, hogy alkalmazásával tetszőleges számú, azonosan valószínű realizáció hozható létre.

A fenti repedéshálózat szimulációs algoritmust megvalósító programcsomag a REPSIM nevet kapta (M. Tóth et al. 2004). A modellezett 3D töréshálózat alapján a megfelelő modulok használatával származtathatók az összefüggő repedés alrendszerek (REPCON), a repedezett porozitás értékei (REPPER), a belső permeabilitás tenzor (REPPOR), valamint a reprezentatív elemi térfogat.

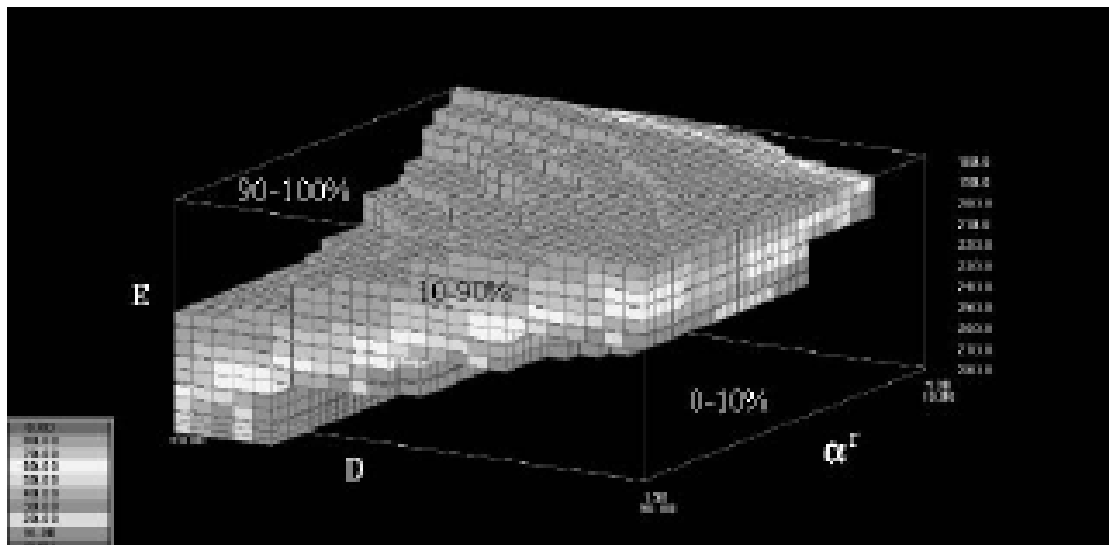
2.3. Töréshálózatok perkolációs viszonyai

A repedéshálózat hidraulikai szempontból egyik leglényegesebb tulajdonsága a repedések összefüggősége (Bloomfield, 1996), a perkolációs klaszterek mérete, azok térbeli helyzete. Bár a töréseket leíró geometriai paraméterek és az összefüggőség kapcsolatának elméleti megoldása nem ismert, a Rouleau és Gale (1985) által bevezetett „interconnectivity index” az átlagos törés hossz, a töréscsoportok közötti átlagos szögeltérés és a törések közötti átlagos távolság függvényében az összefüggőség mértékét próbálja implicit formulával számszerűsíteni. Az itt bemutatott vizsgálat ettől eltérő módszert követ. A REPSIM programcsomagban a perkolációs klaszter meghatározása egy megfelelően optimalizált, módszeres próbálgatáson alapuló algoritmus alapján történik. Így tetszőleges paraméterek esetén származtatható az összefüggő töréshálózat mérete 3D-ben, melynek kvantitatív leírásához az egymást metsző törések számának az összes repedés számához viszonyított százalékos arányát használjuk. A perkolációs klaszter mérete ez alapján a törésrendszert leíró három alapparaméter ($E-D-\alpha'$) értékei által kifizített változótér minden pontjában számítható és alkalmazható a tulajdonságtest részletes jellemzésére.

Míg E és D egyértelműen jellemzi a töréshálózatot, a dőlés esetében célszerű némi egyszerűsítést tenni. Mivel a kőzetek többségében általában elkülöníthető két meghatározó dőlésszögű repedéscsoport, a továbbiakban ezek szögeltérésével, mint

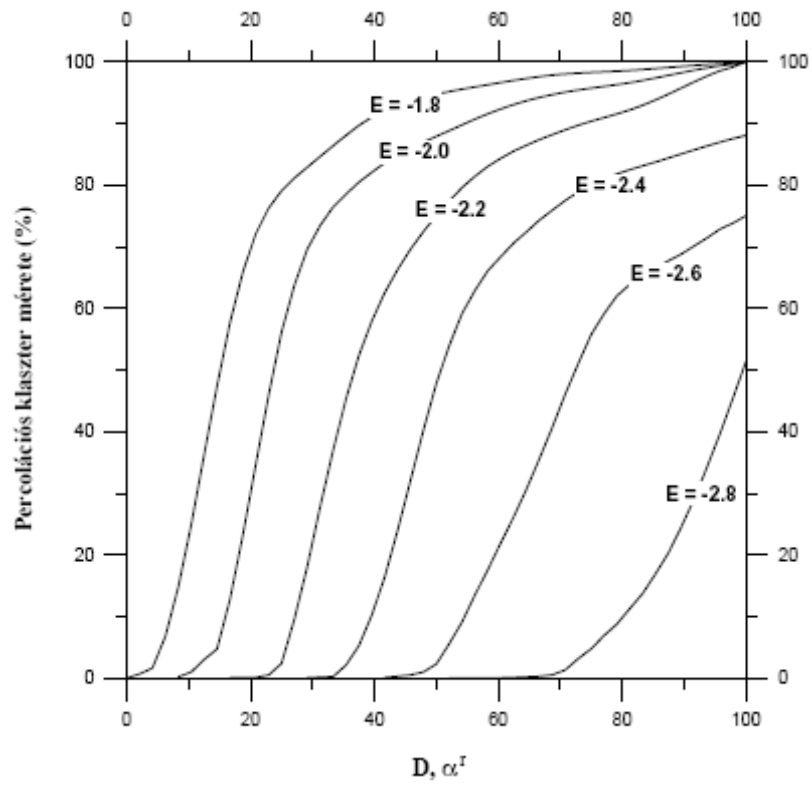
relatív dőléssel számolunk (α'). A repedés hálózatok összefüggőségére vonatkozó számítások az $E-D-\alpha'$ ($\{-2.8, -2.6, -2.4, -2.2, -2.0, -1.8\}$; $\{1.3, 1.4, 1.5, 1.6, 1.7\}$; $\{10^\circ, 20^\circ, 30^\circ, 40^\circ, 50^\circ, 60^\circ, 70^\circ, 80^\circ, 90^\circ\}$) tulajdonságtest rácspontjaiban készültek el. A szimuláció további paraméterei $L_{\min} = 0.5$ m, $L_{\max} = 15$ m, $F = 15$ voltak. Minden paraméter hármashoz tartozó öt független szimuláció történt, melyek eredménye az $(E-D-\alpha')$ változótér 270 pontjában a maximális összefüggő törésrendszer relatív méretének várható értéke és szórása.

A kialakuló tulajdonságtest $D = D_{\min}$, $E = E_{\min}$, $\alpha' = \alpha'_{\min}$ csúcsában minimális, $D = D_{\max}$, $E = E_{\max}$, $\alpha' = \alpha'_{\max}$ csúcsában maximális az összefüggőség, míg a kapott perkolációs értékek jellegzetes nyeregfelületet rajzolnak ki a változótérben (1. ábra).

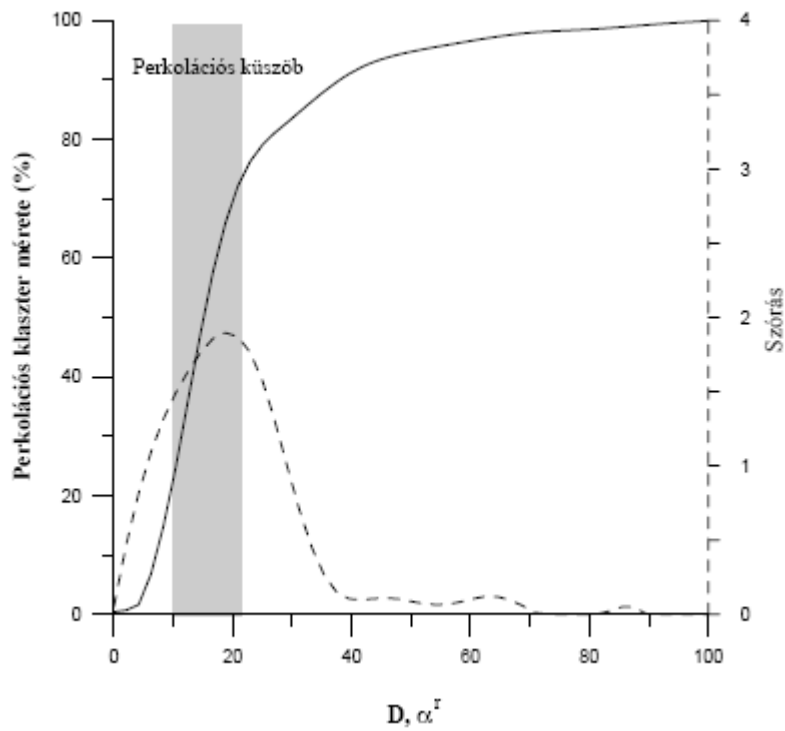


1. ábra: A legnagyobb perkolációs klaszter méretének alakulása az $E-D-\alpha'$ paraméterek függvényében.

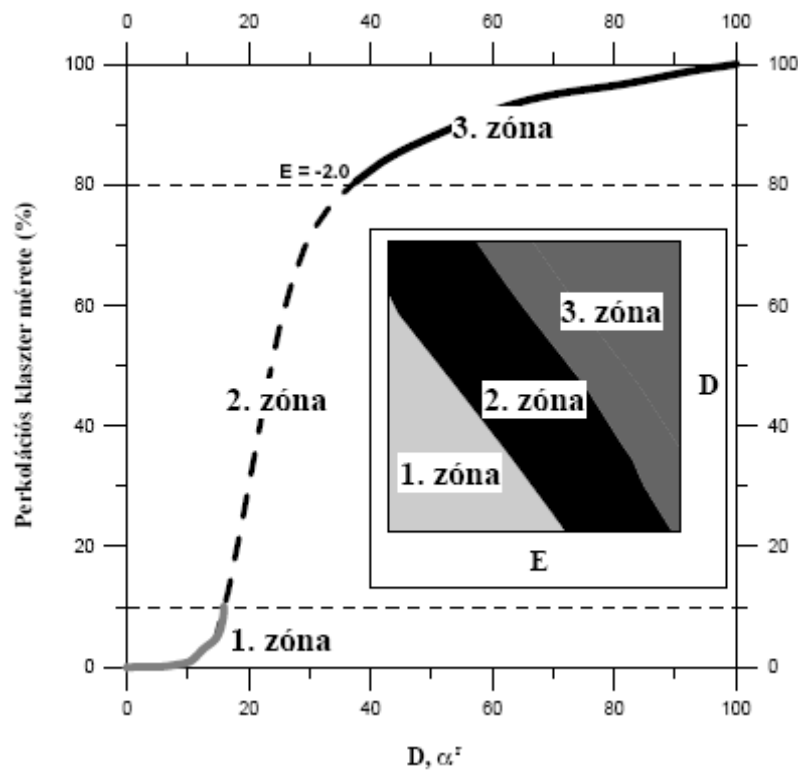
Az átmenet monoton, mindazonáltal nem lineáris, közepes paraméter értékeknél a törésrendszer hirtelen csap át nem összefüggőből lényegében teljesen összefüggő repedéshálózattá. Ez a viselkedés igen szemléletesen jelentkezik a tulajdonságtest rögzített hosszúságú szeleteinek átlója mentén készített metszeteken (2. ábra). A kapott görbe sereg mindegyike jellegzetes S-alakot ír le, melyek mentén jól meghatározott küszöbérték választja el a lényegében nem összefüggő és összefüggő törésrendszereket. Ez a pont a perkoláció elméletből ismert perkolációs küszöb (Gueguen et al. 1997), melynek szűk környezetében a rendszerben jelenlévő több részrendszer egy nagy töréshálózattá rendeződik (Peitgen és Jürgens, 1992). Mivel a perkolációs küszöb környezetében a görbék igen meredek lefutásúak, ebben a tartományban a geometriai paraméterek kismértékű változása is alapvetően megváltoztathatja a repedéshálózat összefüggőségi viszonyait. A meghatározás bizonytalanságát tovább növeli, hogy a számított szórás értékek a perkolációs küszöbnél érik el maximumukat (3. ábra), azaz azonos paraméter hármashoz tartozó különböző realizációk eredménye is lényegesen eltérhet egymástól.



2. ábra: Az összefüggő törésrendszer relatív mérete a hosszúságnál rögzített ($D-\alpha^T$) nomogramok átlója mentén.



3. ábra: A perkolációs küszöb környékén megjelenő szórásmaximum.



4. ábra: A három eltérő perkolációs tulajdonságú töréshálózat helyzete a perkolációs görbe mentén és az $(E-D)$ nomogramon – nem összefüggő rendszerek (1. zóna); paraméterek változására érzékeny, átcsapási zóna (2. zóna); összefüggő repedésrendszer (3. zóna).

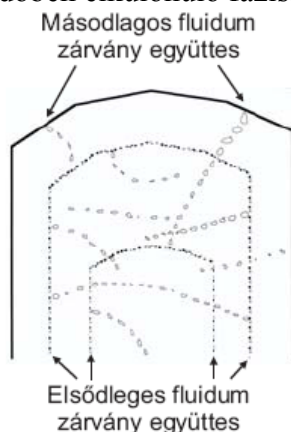
A perkoláció értékek változása azt mutatja, hogy a repedésrendszerek az $(E-D-\alpha')$ paraméterek függvényében alapvetően három fő típusba sorolhatók (4. ábra). Ezek helyzetét különösen jól mutatják a fenti tulajdonságtest tengelyekre merőleges metszetei $(E-D, E-\alpha', D-\alpha')$. Az első típus esetében (kis paraméter értékek esetén) az összefüggő rendszerek mérete elenyésző, az összes repedésnek csak pár százaléka metszi egymást. A zóna területe növekszik mind az E, D és α' csökkenésével, és a paraméterek legkisebb értékeinél szinte csak önálló, elszigetelt törések alkotják a törésrendszert. A második esetben (nagy paraméter értékek esetén) a törések nagy része összefüggő hálózatot alkot. A törések több mint 80%-át magába foglaló perkolációs klaszter alakul ki, s a zónán belül a paraméterek változása csak kis, az egész hálózatot tekintve elhanyagolható módosulást okoz az összefüggőségben. Magas E értéknél, például, viszonylag kis D és α' mellett is biztosított a kapcsolat a törések több mint 80%-a között. A zónára kis szórásértékek jellemzőek, és számottevő méretű második legnagyobb klaszter kialakulásához nincs elegendő repedés. E két töréshálózat típus szimulációja igen stabil eredményt ad, a különböző realizációk eredményei alapvetően megegyeznek, a szórás mindkét esetben $\sigma \ll 1$. A paraméterek meghatározásának bizonytalanságára ezek a repedésrendszer típusok kevésbé érzékenyek, a mérés során szükségszerűen fellépő pontatlanságok alapvetően nem befolyásolják az végeredményt. Mindezzel ellentétes tulajdonságú a középső, „átcsapási” zóna jellemző töréshálózata. Azon túl, hogy – a nagy szórás miatt – az összefüggő rendszer mérete lényegében nem megjósolható, ez a rendszer reagál legérzékenyebben az alapparaméterek mérési bizonytalanságaira is. A megfelelő értékeknél rögzített $(E-D, E-\alpha', D-\alpha')$ metszetek

sorozatot felhasználva a mért paraméter értékek alapján egyúttal az adott kőzet jellemző perkolációs klaszter mérete becsülhető.

Az egyes zónák szélessége és orientációja egyértelműen utal a perkolációs klaszterek méretének paraméter függésére. Minél keskenyebb, és meredekebben dől valamely zóna az adott paraméter tengelyéhez, annál jelentősebb az adott paraméter hatása. Az $(E-D)$ változó síkon E és D kismértékű növekedésével hasonló mértékben nő az összefüggő repedések száma. Az $(E-\alpha')$ és $(D-\alpha')$ síkok alapján ugyanakkor a relatív dőlés hatása a másik két paraméterénél jóval kisebb.

3. Paleofluidum vizsgálati módszerek

A töréses alakváltozáson átesett kőzettestek repedései az őket érő fizikai-kémiai folyamatok hatására rendszerint többé-kevésbé átalakulnak. Ezen átalakulások – elsősorban a repedésrendszerben vándorolt fluidumok hatására - külön-külön vagy egyidejűleg, egymás hatását kölcsönösen módosítva játszódnak le. E folyamatok jelenthetik a repedés falától kiinduló és az üde kőzet felé irányuló – szélesebb-keskenyebb zónában – bekövetkező kémia- és/vagy ásványos összetételbeli változásokat, illetve a repedések teljes vagy részleges cementációját. A cementáció során kiváló ásványok csapdázták a fluidum zárványok biztosítják napjainkban az egyetlen közvetlen eszközt, amelynek segítségével a migrációban résztvevő fluidumok nyomás-sűrűség-hőmérséklet-összetétel paramétereit, illetve ezekben bekövetkező változásokat nyomon követhetjük. A fluidum zárványok rendszerint szubmilliméteres, a befoglaló ásványban, annak kiválásakor az ásvány rendellenesen növekvő térrészein képződött apró üregek, melyekben szilárd, folyékony, légnemű, illetve szuperkritikus állapotú anyag záródott be. Fluidum zárványok nem csak a repedést cementáló ásványok kiválása során (elsődlegesen), hanem annak utólagos megrepesése, majd behegedése során (másodlagosan), azaz a repedéscementációt követően is csapdázódnak (5. ábra). E különböző képződési mechanizmusoknak köszönhető, hogy a fluidum zárványok – szerencsés esetben – a repedés cementáció (és fluidum migráció) több, időben elkülönülő fázisának körülményeiről is informálhatnak.



5. ábra: Elsődleges és másodlagos fluidum zárványok megjelenési formái egy idealizált, több fázisban kivált egykristályban. Goldstein és Reynolds, 1994 után módosítva.

A zárványokban bezárt fluidum vizsgálata a zárvány tartalmának közvetlen analízisével, illetve a fluidum kiszabadítása nélkül, közvetett módszerekkel történhet. A destruktív analitikai módszerek alkalmazását két tényező nehezíti:

1) A hagyományosan alkalmazott közvetlen analitikai módszerek (pl. GC, GC-MS) ellen szól a több generációs zárványokat tartalmazó ásványfázisok vizsgálatakor a feltárás során bekövetkező fluidum-keveredés. Hasonló problémát okozhat a vizsgált fázison képződött utólagos ásványkiválás, amelyek zárványok formájában szintén tartalmazhatnak szerves vegyületeket.

2) Az analízisben megjelenhet az ásványok felszínén adszorbeálódott rendkívül komplex összetételű, szerves alkotókat is tartalmazó fűrőiszap illetve a vizsgált ásványokat tartalmazó üregben, repedésben jelenlévő, mai szerves fluidum. Az ásványok gondos tisztítása, illetve az azt megelőző és követő ásványfázisok eltávolítása kulcsfontosságú az értékelhető eredmény érdekében (Karlsen et al, 1993; George et al, 1997).

Az adott esetben a fent említettek miatt közvetett analitikai eljárások alkalmazása volt indokolt. Ezáltal lehetőség nyílt akár egyetlen kiválasztott zárvány vizsgálatára és a bezárt fluidum kvalitatív/pszeudo-kvalitatív jellemzésére.

Az továbbiakban levont következtetések az alábbi közvetett analitikai módszerek eredményein alapulnak: mikro-Raman-, mikro-UV-fluoreszcens- és ^1H MAS NMR spektroszkópia, mikrotermometria. Az előzetes petrográfiai leírás elkészítése (különös tekintettel a zárvány generációk egymáshoz, illetve a kristály növekedési zónáihoz viszonyított elhelyezkedésének meghatározása) Anderson és Bodnar (1993) által ismertett módosított orsós tárgyasztallal (spindle stage) történt.

3.1. Raman mikrospektroszkópia

A Raman mikrospektroszkópia a Raman-szóródás jelenségén alapul, ami során a gáz, folyadék vagy szilárd agyag molekuláira bocsátott gerjesztő (rendszerint monokromatikus) fény hullámhossza a vizsgált anyagra jellemző hullámhosszal eltolódik (Burke, 1994). Amennyiben egy molekula polarizálhatósága a megváltozik az a ν frekvenciájú gerjesztő sugárzás szóródását eredményezi, amelynek legintenzívebb része változatlan frekvenciájú lesz (Rayleigh-szóródás). Emellett megjelennek a gerjesztő sugárzás frekvenciájánál ν -val eltérő frekvenciájú, lényegesen kisebb intenzitású jelek (Stokes- illetve anti-Stokes vonalak). Az anti-Stokes vonal mindig lényegesen kisebb intenzitású, általában nem vizsgálják (Burger, 1999). A módszer elsősorban a kovalens molekulák kvalitatív és kvantitatív vizsgálatára alkalmas. A Raman spektroszkópia alkalmazását korlátozhatja a gerjesztő lézer indukálta fluoreszcencia, ami nagyságrendekkel meghaladja a spontán Raman-szóródás intenzitását, ezáltal elfedve a Raman-jelet. Fluidum zárványokat vizsgálva a fluoreszcencia fakadhat a bezáró ásványt szennyező elemektől (pl. átmeneti fémek) illetve a bezáródott fluidum egyes komponenseiből (pl. egyes aromás-, poliaromás szénhidrogénektől). Ezt kiküszöbölendő a folyékony szénhidrogén tartalmú zárványok vizsgálatát 632,8 nm-es He-Ne lézerrel végeztük, így csökkenthető volt a fluoreszcenciából fakadó alapvonal emelkedés illetve a nagy energiájú gerjesztő forrás okozta esetleges fotodegradáció (Orange és társai, 1996). A konfokális optikai felépítés révén lehetővé vált a fókusz síkba állított objektumok mérése. Így kedvező esetben akár a 10 μm -nél kisebb zárványok egyes fázisainak mérésére is lehetőség nyílik. A Raman spektroszkópiás mérések egy Olympus BX-40-es mikroszkóphoz csatlakoztatott

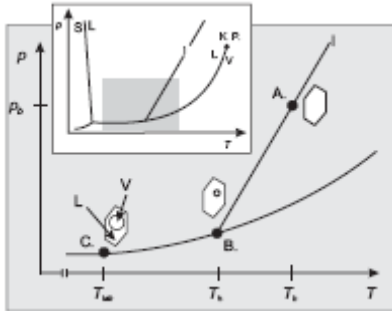
egy csatornás, Dilor-Jobin Yvon mikroszondával, 100x nagyítású, nagy munkatávolságú Olympus objektívvel készültek. A gerjesztő forrásként $\lambda=532,2$ -es (zöld) lézerral illetve az esetek döntő többségében - a fent említett okok miatt - 30 mW-os, He-Ne $\lambda=632,8$ nm) (vörös) lézert használtunk. A spektrumokat 5-ször 30 másodperces felvételi idővel, egy 15 bit dinamikus tartományú CCD detektor segítségével rögzítettük. A mérések megkezdése előtt a műszert kalibrációja szintetikus szilícium felhasználásával történt. Az alkalmazott detektor $\pm 3 \text{ cm}^{-1}$ pontosságú spektrális felbontást tett lehetővé. A 2-3 μm átmérőjű pontra fókuszálható lézersugár segítségével a felszínhez minél közelebb elhelyezkedő zárványokban mind a folyadék-, mind a gáz fázist vizsgáltuk. Ahol erre lehetőség nyílt, igyekeztünk a méréseket az 5 μm -nél nagyobb zárványokon elvégezni. A fluidum-zárványok tartalmának vizsgálatát megelőzően, elsőként a befoglaló ásvány spektrumát rögzítettük. Ezáltal a későbbiekben lehetőség nyílt a gáz- és folyadék fázisok színekéből a befoglaló ásvány spektrumához tartozó csúcsok elkülönítésére. A gáz fázis vizsgálatok a fókuszsíkot lehetőleg a zárvány falát érintő buborék középpontjába állítottuk.

3.2. Mikrotermometria

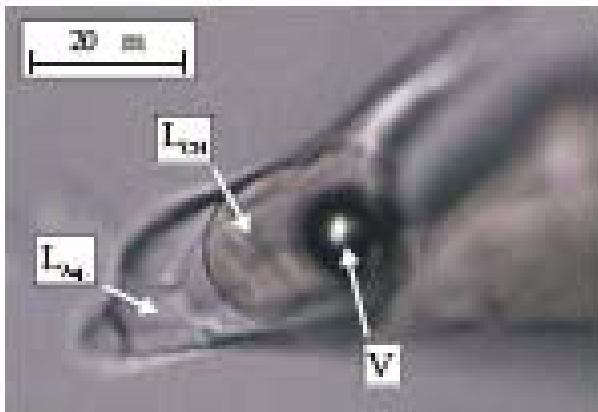
A zárványok csapdázza fluidum kémiai-, illetve a bezáródás fizikai viszonyai a mikrotermometriai mérések (hűtés-fűtés) során a zárványban lejátszódó fázisátmenetek pontos hőmérsékletének meghatározása révén körvonalazhatóak. Vizes zárványok homogenizációs hőmérsékletét a bezáródás hőmérsékletének becslésére használtuk fel. A T_{hom} vizsgálat elméleti alapjait a 6. ábrán foglaltuk össze, ami egy tetszőleges, folyadék (L) és gőz (V) fázisokat tartalmazó, vizes fluidum zárvány viselkedését ábrázolja a bezáródást követő hőmérséklet és nyomás csökkenés (pl. kiemelkedés) során. A mikrotermometriai vizsgálatok az esetek döntő részében - kizárólag akkor szolgáltatnak ésszerű, értelmezhető információkat, amennyiben két alapfeltétel teljesül. Ezek szerint a zárványok bezáródásukat követően zárt rendszerként viselkedtek, azaz sem összetételük (*isoplethic*) sem térfogatuk (*isochoric*) nem változott. A 6. ábra A pontjában (T_b – bezáródási hőmérséklet) bezáródott fluidumban a nyomás az *I* jelű *isochor* mentén változik a hőmérséklet csökkenésével, amíg a rendszer el nem éri a folyadék-gőz (L-V) fázishatárt, ahol a zárványban megjelenik egy kisméretű buborék (B). Ezt követően a hőmérséklet csökkenésével (az ábrán szobahőmérsékletig - T_{lab}) a zárvány belső nyomása a fázishatár mentén csökken, míg a buborék mérete növekszik (C). A T_{hom} meghatározása során a folyamat ugyanezen pálya mentén, de az ellenkező irányban zajlik le. A buborék „eltűnésének” hőmérséklete (B) a homogenizációs hőmérséklet (buborékpont). A további fűtés során a zárvány belső nyomása az *I* isochor mentén halad, ami mentén a bezáródás is történt. A csapdázkodás pontos hőmérsékletének meghatározása a további látható fázisátalakulások híján nem állapítható meg, azaz a T_{hom} egyben a minimális bezáródási hőmérsékletet jelenti (Crawford, 1981).

Amennyiben egy fluidum zárvány együttes bezáródása kettő vagy több egymással nem keveredő fluidum fázis jelenlétében történik, a keletkező zárványok eltérő arányban fogják csapdázni az egyes fázisokat (Roedder, 1984). Amennyiben petrográfiai bélyegek alátámasztják a heterogén bezáródást, pl. három fázisú (folyadék₁+folyadék₂+gáz) típusú zárványok (7. ábra) esetenkénti előfordulása, úgy a

csapdázódáskor a zárványokban a fázisok mechanikai, „véletlenszerű“ keveredése zajlott. A különböző zárványok így szélsőségesen eltérő hőmérsékleten homogenizálódnak, a bezárt fluidumok arányának függvényében, a kétfázisú mező határvonala mentén. Az így kapott T_{hom} értékek meghaladják a bezáródás tényleges hőmérsékletét.



6. ábra: Egy szoba hőmérsékleten folyadékot és gózt tartalmazó, kétfázisú fluidum zárvány viselkedése a bezáródást követő hűlés során (részleteket lásd a szövegben).

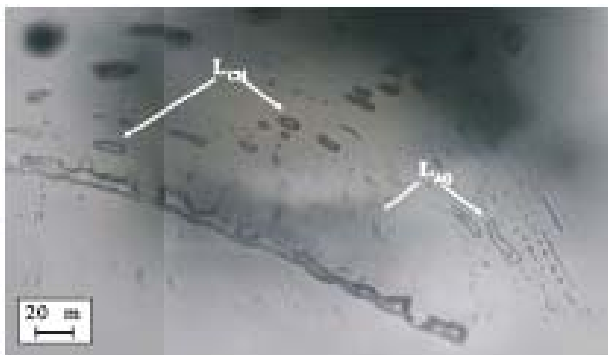


7. ábra: Háromfázisú (víz+kőolaj+gáz) fluidum zárvány a Sz-167. sz. fúrásból. A kizárólag vizet tartalmazó zárványok között megjelenő, velük egykorú, háromfázisú zárványok a heterogén bezáródást bizonyítják.

Amennyiben a bezáródás pillanatában vizes és szénhidrogén fluidumok egyidejűleg jelen voltak (8. ábra), úgy a vizes fázis feltételezhetően metánban telített volt (Munz, 2001), azaz a vizes zárványok homogenizációs hőmérséklete csupán minimális mértékben tér el a tényleges bezáródási hőmérséklettől (T_b) (Hanor, 1980). A „tisztá” szénhidrogén zárványok T_{hom} értékei a kogenetikus, vizes zárványokon mért értékeknél rendszerint alacsonyabbak, ami a szénhidrogén keverékek vízhez viszonyított magasabb kompresszibilitásának következménye (Burruss, 1981; Rankin és társai, 1990). Többen is megfigyelték (pl. Tenturier és társai, 2001), hogy a szénhidrogén zárványok falát gyakran nedvesíti vékony, rendszerint mikroszkóppal, UV gerjesztés révén sem látható vízfilm, ami a pontos T_{hom} meghatározását megnehezíti.

A mikrotermometriai mérések a leobeni Montanuniversität Ásvány- és Kőzettani Tanszékén valamint a Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén LINKAM THMSG600 illetve TMS600 típusú hűthető-fűthető asztal (*heating-freezing stage*) alkalmazásával készültek, melyek Olympus BX-40 illetve Olympus BX-60-as mikroszkóphoz voltak csatlakoztatva. A zárt mintatartóban végzett méréseket 40X nagyítású Olympus objektívvel végeztük. A 100X nagyítású Olympus objektív használatakor nyitott mintatartót kellett használnunk, ilyenkor a mintát - a hőmérsékleti gradiens csökkentése érdekében - egy ezüst fedővel takartuk le (ebből kifolyólag a műszert mind a 40X, mind a 100X objektívvel is kalibráltuk). A kalibrációt

szintetikus (kvarcban bezáródott) fluidum-zárványok segítségével $-56,6$, $0,0$ és 374 °C hőmérsékleten végeztük. A reprodukálhatóságot (ld. később) és a műszerek pontosságát figyelembe véve az alacsony hőmérsékleten végzett vizsgálatok eredményei $\pm 0,1$ °C, míg a magas hőmérsékletűek ± 1 °C pontosságúak. A kvarcban bezárt zárványokat először alacsony, majd ezt követően magas hőmérsékleten vizsgáltuk. Az alacsony hőmérsékletű vizsgálatok során a hagyományos eljárást követtük: a mintát először kb. -190 °C-ra hűtöttük, majd lassan $0,5-5$ °C/min sebességgel melegítettük. A „vizes” zárványokon - kis méretük miatt - a jég olvadási hőmérsékletét Goldstein és Reynolds (1994) által leírt, ciklusos módszerrel (*cycling*) határoztuk meg. A T_{hom} meghatározását szintén ciklusos módszerrel végeztük azon kisméretű zárványok esetében, ahol az alacsony optikai felbontás miatt a fázisátmenetek nem voltak biztosan meghatározhatók.



8. ábra: Egygenerációs, gáz-domináns szénhidrogén és vizes zárványok együttes megjelenése ugyanazon növekedési zóna mentén a Sz-20. sz. fúrásban (kompozit felvétel).

3.3. UV-fluoreszcens mikrospektroszkópia

A fluoreszcens mikroszkópia geológiai mintákon történő alkalmazását elsőként Gijzel (1967) valósította meg, aki spórákat, polleneket és kőszén mintákat vizsgált. Egyes szerves molekulákban gerjesztés révén (pl. UV-fénnyel) az alacsonyabb energiájú pályán elhelyezkedő elektronok magasabb energia szintű pályára kerülhetnek. A kiindulási- és a gerjesztett, magasabb energiájú állapot közötti energia-különbséget a molekula a megfelelő frekvenciájú gerjesztő sugárzásból nyeri.

A szerves kémiai anyagvizsgálatok során alkalmazott ultraibolya-spektroszkópia a vizsgált vegyületet annak szelektív abszorpciós tulajdonságai alapján azonosítja. A fluidum zárványokban bezárt, szénhidrogén tartalmú fluidum - többek között - a befoglaló ásvány zavaró hatása miatt nem vizsgálható e módszerrel. Helyette a fluoreszcencia révén kibocsátott sugárzást vizsgálják a látható fény tartományában ($400 - 700$ nm).

A fluoreszcens emissziós szín a megfigyelések alapján információt szolgáltat a szervesanyag érettségéről. A növekvő érettséggel a fluoreszcens szín a rövidebb hullámhosszak irányába tolódik. Kőolajokban az aromás és poliaromás frakciókban jelenlévő $C=C$ kötésekben lezajló (π^* , π) átmenet felelős a fluoreszcenciáért (Lempert, 1976). Az aromás frakció alkánokhoz viszonyított koncentrációjának - illetve az aromás szerkezetek méretének növekedése a csillapítás révén - az aszfalten frakció viselkedéséhez hasonlóan - csökkenti a fluoreszcens emisszió intenzitását (Bertrand et al. 1985). Az UV gerjesztés hatására jelentkező fluoreszcencia napjainkban széles

körben alkalmazott módszer a folyékony szénhidrogén-tartalmú zárványok kimutatása illetve az egyes generációk elkülönítése során. Az UV-gerjesztés hatására kibocsátott sugárzásból több spektrális paraméter számítható, amelyekkel a zárványokban bezáródott szénhidrogén-tartalmú fluidum jellemezhető (Guilhaumou, 1990; Stasiuk és Snowdon, 1997).

E paraméterek a következők:

1) F – teljes emissziós fluxus. Az F paraméter értéke függ a vizsgált zárvány alakjától, nagyságától illetve annak felszín alatti mélységétől (Guilhaumou, 1990). Mivel e paraméter értékét a fluoreszcenciát előidéző komponensek hatásán kívül számos egyéb tényező is befolyásolja a továbbiakban használatát mellőzöm. A másik három paraméter értékét a fent említett tényezők nem befolyásolják.

2) λ_{\max} – maximális intenzitáshoz tartozó hullámhossz. A maximális intenzitáshoz tartozó hullámhossz - az alkalmazott műszerbeállítások következtében - több esetben csak határértékként volt megadható, ugyanis a valós maximum helye az alkalmazott szűrők révén vizsgálható hullámhossz-tartományon (450-700 nm) kívül esett (ezt a közölt értékeken jeleztük).

3) R/G (vörös/zöld) arány (Q) – a fluoreszcens spektrum 650 és 500 nm hullámhossznál mért intenzitásainak hányadosa. Stasiuk és Snowdon (1997) vizsgálatai alapján a Q értéke a legalkalmasabb spektrális paraméter a bezárt fluidum sűrűségének meghatározására (ismert referencia-fluidum megléte esetén). A Q értéke a sűrűség változásával megegyező irányban nő vagy csökken. A termális érettség jelző paraméterek tanúsága szerint a Q értéke az érettség növekedésével csökken.

4) $QF 535$ – a fluoreszcens spektrum 535-750 nm illetve a 430-535 nm hullámhosszak közé eső területek hányadosa. ($QF 535 = I_{535-750\text{nm}}/I_{430-535\text{nm}}$). A $QF 535$ hányados értékét a II. pontban említett okok miatt nem volt lehetőségem rögzíteni. A folyékony szénhidrogén-tartalmú zárványok vizsgálatát egy Leitz mikroszkóphoz csatlakoztatott, Leitz MPVII spektrométerrel végeztük. A mérés során alkalmazott Leica A-jelű szűrőblokk 340-380 nm-es hullámhosszú gerjesztő- és 425 nm-es záró (*barrier*) szűrőt tartalmaz, így az emissziós színek rögzítésére 450 nm felett nyílt lehetőség (Burruss, 1991). A fluoreszcens színt a CIE (1931) „színpatkón” ábrázoltuk. A színértékek és a szín viszonyát a „színpatkó” mutatja meg. A görbén belül a spektrum minden színe megtalálható. A mérés során az x , y , z értékek és a maximális intenzitáshoz tartozó hullámhosszon túl, ahol lehetséges volt az R/G értékeket is rögzítettük.

3. 4. ^1H -MAS-NMR spektroszkópia

Allègre (1961) alkalmazta elsőként az NMR-spektroszkópiát fluidum-zárványok összetételének meghatározására. Az NMR-spektroszkópia nullától eltérő magspinnel rendelkező atommagot tartalmazó elemek, illetve vegyületek vizsgálatára alkalmas (Burger, 1999). Működése a mágneses mag és a külső mágneses tér közötti kölcsönhatáson alapul. A magok mágneses momentuma a külső mágneses térnek megfelelő irányítotttságot vesz fel és a külső mágneses tér irány, mint tengely körül kering. E keringést az egyes magokra (izotópokra) jellemző ún. giromágneses tényező

határozza meg. A külső mágneses tér hatására a magot körülvevő elektronfelhőben diamágnesesség generálódik, ami a mag helyén megváltoztatja a külső mágneses tér értékét. Az elektronfelhő magra gyakorolt árnyékoló hatása a molekula kémiai kötéseinek függvénye. Ugyanazon atommag különböző vegyületekben, tehát más-más elektronfelhő által körülvéve különböző rezonanciafrekvenciával jelentkeznek. A rezonancia-frekvenciának az elektronszerkezetétől (illetve az ezt meghatározó kémiai szerkezettől) függő változása a *kémiai eltolódás* (δ). A δ dimenzió nélküli értékét, amelyet ppm-ben adnak meg a

$$\delta = \frac{\nu_m - \nu_{TMS}}{\nu_i} \cdot 10^6 \quad (4)$$

egyenlet definiálja, ahol ν_m a minta-, ν_{TMS} a TMS rezonancia-frekvenciája és ν_i a műszer frekvenciája.

A fluidum zárványokban bezáródott szénhidrogén-tartalmú fluidum szilárd fázisú NMR-vizsgálata a Veszprémi Egyetem Szilikát- és Anyagmérnöki Tanszékének NMR Laboratóriumában, Varian UNITY 300 típusú készüléken, Doty XC5 szilárdfázisú mérőfejjel történt. Az ideális frekvencia elérése érdekében a nagyobb kristályok kis mértékű aprítására volt szükség. A ZrO_4 rotor kiegyensúlyozására vízmentesített kvarcot használtunk. Az eredmények feldolgozását MestRe-C 2.3a programmal végeztük. A kapott spektrumot a vonalszélesedéssel megegyező exponenciális függvénnyel szoroztuk. A csúcs alatti terület kiszámítását megelőzően az alapvonal-korrekciónak manuális igazítással végeztük.

4. Esettanulmány – a Szeghalom repedezett szénhidrogén tároló

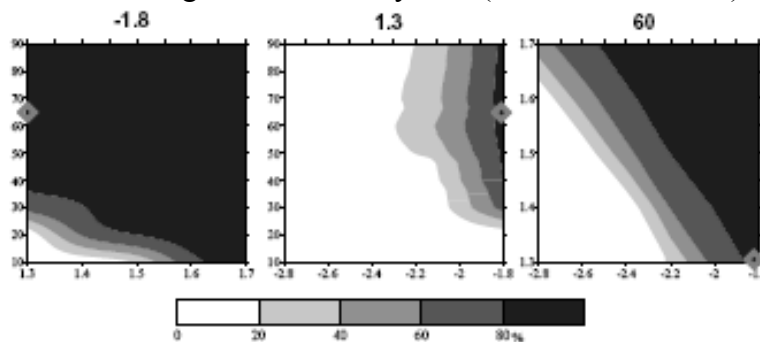
A Pannon-medence repedezett, variszkuszi metamorf kőzetekből álló aljzatának kiemelkedően fontos szerepe van, mint a mély medencékben keletkezett szénhidrogének migrációs, illetve tároló közege (összefoglalva Teleki et al. 1994). A kristályos tárolók tulajdonságait elsősorban az egyes területeket felépítő, eltérő reológiai tulajdonságú kőzettípusok komplex deformációtörténete határozza meg. Mivel a képződményeknek felszíni feltárása nem ismert, a töréshálózattal kapcsolatos szerkezetföldtani és geometriai információk csak kis mérettartományban, fúrómagokon állnak rendelkezésre. A fenti vizsgálat tapasztalatai mindazonáltal azt mutatják, hogy kézipéldányok körültekintő analízisével a nagyléptékű méréseken alapulóval analóg törésrendszer szimulálható.

A terület egyik legfontosabb, legrészletesebben kutatott tárolója a Szeghalom kiemelkedés. Az aljzatot itt különböző gneisz és amfibolit típusok alkotják (M. Tóth et al. 2000), melyek töréses deformációja alapvetően egy, a medence extenziójához kapcsolódó normálvető rendszerhez kapcsolódik (M. Tóth et al. 2003). Mint azt ásványkémiai és fluidumzárvány adatok igazolják, a törések cementációja során a repedésrendszer hidrodinamikai kapcsolatban volt a környező üledékes medencékkel (Juhász et al. 2002).

Vizsgálataink során típusos amfibolit és gneisz mintákat elemeztünk. Az amfibolitot átszővő repedések dominánsan két meredek, egymáshoz $\sim 65^\circ$ -kal dőlő síkcsoporthoz definiálódnak. A hosszúságeloszlás E paramétere $-1,8$ körüli értéknek felel meg, a

törésközéppontok fraktál dimenziója 1,3-nek adódott. A gneiszben hasonló meredekségű, de jóval kevesebb számú törést tartalmazó meredek síkcsoportok különíthetők el. A hosszúság eloszlást és a fraktál dimenziót jellemező értékek $E \sim -2,5$ és $D \sim 0,9$.

Ezen input paraméterek alapján az amfibolit testek repedésrendszere 80-90%-ban összefüggő (9. ábra), míg a gneiszben számottevő összefüggő töréshálózat kialakulása nem valószínű (10. ábra). Bár a vizsgált gneisz minták jellemző fraktál dimenzió értéke kívül esik a nomogramok által lefedett tartományon, $E = -2,5$ mellett $D = 1,3$ értéknél a legnagyobb perkolációs klaszter mérete $<10\%$, ami $D \sim 0,9$ esetén tovább csökken. Eredményeink mind az amfibolit, mind a gneisz minták esetében lényegében egyeznek a korábbi vizsgálatok eredményeivel (M Tóth et al. 2004).

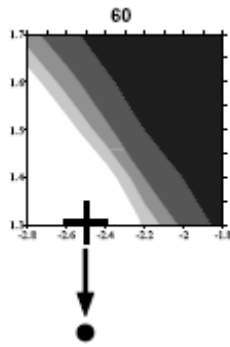


9. ábra: Az amfibolitra jellemző, dominánsan összefüggő törésrendszer reprezentatív helyzete az $E-D-\alpha'$ változótérben.

Mindez összességében arra utal, hogy a repedezett aljzat jó tároló és vezető zónái az amfibolitokhoz kapcsolódhatnak, míg a gneisz domének kevésbé vesznek részt az aljzati tároló hidrodinamikai rendszerében.

Fluidum zárvány vizsgálatok a Sz-2, -20 és -11 sz. fúrásokból, a repedezett metamorf aljzaton feltárt magmintákból készültek. A meredek, konjugált repedéseket cementáló ásványok közül a jól fejlett, idiomorf, víztiszta, helyenként dipiramisos habitusú, gyakran szénhidrogén zárványokat tartalmazó kristályokat alkotó kvarc fázis képviseli a repedescementáció köztes stádiumát (Juhász et al. 2002). A vizsgált minták az intenzíven repedezett amfibolitból felépülő magszakaszokból származnak. Az egyes fúrások több mélységben is feltártak kvarc tartalmú repedéseket, de a bezáródott fluidum zárványok alapján nem volt kimutatható eltérés ugyanazon fúrás, különböző mélységszintjei között. A kvarc kristályok több generációban váltak ki, a növekedési zónák mentén elsődleges eredetű, szénhidrogén- illetve „vizes” fluidumot csapdázott fluidum zárványokat bezárva. Másodlagos eredetű (szénhidrogén tartalmú) fluidum zárvány együttes kizárólag a Sz-11. sz. fúrásban jelenik meg. A „vizes” zárványok mérete és mennyisége nagyságrendekkel kisebb, mint a folyékony szénhidrogént tartalmazóké; eloszlásuk rendkívül egyenlőtlen, ami megnehezíti a fúrások között, illetve ugyanazon fúráson belül a kvarckiválás hőmérsékletében bekövetkező változások kimutatását, összehasonlítását.

A mikrotermometriai vizsgálatokra alkalmas „vizes” zárványok homogenizációs hőmérséklete alapján a dóm területén a szénhidrogén-tartalmú fluidumból kiváló kvarc kristályok képződése ~ 130 °C hőmérsékleten történt.



10. ábra: Az gneiszre jellemző, elszigetelt törésrendszerek reprezentatív helyzete az $E-D-\alpha'$ változótérben

A szénhidrogén zárványok fluoreszcens tulajdonságai, illetve a Raman- és ^1H MAS NMR spektroszkópia révén nyert információk alapján a Szeghalom-dóm repedésrendszerében időben és térben markánsan eltérő összetételű szénhidrogén és vele kogenetikus vizes fluidum migrált (Schubert, 2003). A fluidum összetétel időbeli változása a Sz-2. sz. fúrásban a legmarkánsabb, ahol a kvarc kristályok korai növekedési zónái egy folyadék-domináns, intenzív, zöldes fluoreszcenciát mutató szénhidrogén tartalmú fluidumot csapdáztak, amely a késői zónákban átmenet nélkül, egy gáz-domináns, halvány, kékes fluoreszcenciájú fluidumba (kondenzátum) megy át. A kvarc kiválás oszcilláló jellegét mutatja, hogy mindkét típus – akár egyazon kristályon belül is – számos elkülönülő növekedési zónában megjelenik (Schubert, 2003). A Sz-180. sz. fúrás csupán a fiatalabb, gáz-domináns, kondenzátum típusú fluidumot tartalmazza. A két fúrásban megjelenő kondenzátum mérhető paramétereik alapján látszólag azonos tekinthetők, a szénhidrogén zárványokkal kogenetikus, vizes zárványok sótartalma alapján azonban némi eltérés mutatkozik. A Sz-2. sz. fúrás korai, folyadék-domináns szénhidrogén zárványaihoz kapcsolódó vizes zárványok sótartalma 5,1-6,3 tömeg% NaCl_{eq} ., ami ugyanazon minta külső, fiatalabb zónáiban, a kondenzátummal egygenerációs vizes zárványokban 3,7-3,9 tömeg% NaCl_{eq} -re változik. A Sz-180. sz. fúrás kondenzátum zárványai mellett megjelenő vizes zárványokban a sótartalom 1,2-2,7 tömeg% NaCl_{eq} -nek adódott.

A Sz-11. sz. fúrás több szempontból eltér a dóm központi részén tapasztaltaktól. Legszembetűnőbb a délen általánosan elterjedt kondenzátum típusú zárványok hiánya és a másik két fúrásban ismeretlen, korai barnás árnyalatú kvarc fázis és a szélsőségesen eltérő fluoreszcens paraméterekkel bíró, a Sz-2. fúrásban találtaktól eltérő, folyadék-domináns szénhidrogén zárványok jelenléte. A Sz-11. fúrás mintáiban bezáródott legfiatalabb (másodlagos eredetű) szénhidrogén és vizes zárvány együttesek képződési hőmérsékletük és fluoreszcens paramétereik alapján azonosak a Sz-2. fúrás korai, folyadék-domináns szénhidrogén és vizes zárványaival.

Folyadékzárvány vizsgálataink arra utalnak, hogy a vizsgált metamorf aljzat blokk repedésrendszerében egyidőben (azonos hőmérsékleten) eltérő szalinitású víztestek és különböző kémiai összetételű szénhidrogének voltak jelen.

Köszönetnyilvánítás

"A kutatásokat támogatta az OTKA (D45921, K60768), az ASO (2005.N.VIII), és az OMAA (62öu4). A kutatás a Nemzeti Kutatási és Technológiai Hivatal (NKTH) és a Kutatás-fejlesztési Pályázati és Kutatáshasznosítási Iroda (KPI) támogatásával jött létre (RET-07/2005)."

Hivatkozások

- Allègre, C.J., Le Mouel, J.L., Provost, A. 1982. Scaling rules in rock fracture and possible implications for earthquake prediction. *Nature*, 297, 47-49
- Anderson A.J., Bodnar R.J. 1993. An adaption of the spindle stage for geometric analysis of fluid inclusion. *American Mineralogist* 78 657-664
- Angerer, E., Lanfranchi, P., Rogers, S. F. 2003. Fractured reservoir modeling from seismic to simulator: A reality? *The Leading Edge*, 22/7, 684-689
- 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*, 77-84
- Barton, C.C. 1995. Fractal analysis of scaling and spatial clustering of fractures. In: Barton, C.C., La Pointe, P. R. eds.: *Fractals in the Earth Sciences*. Plenum Pr.. 168
- Berkowitz, B. 1995. Analysis of fracture network connectivity using percolation theory. *Mathematical Geology*, 27/4, 467-483
- Bertrand P., Pittion J.-L., Bernaud C. 1985. Fluorescence of sedimentary organic matter in relation to its chemical composition. *Advances in Organic Geochem.*, 10, 641-647
- Bloomfield, J. 1996. Characterization of hydrogeologically significant fracture distributions in the Chalk: an example from the Upper Chalk of southern England. *J. of Hydrology*, 184, 355-379
- Burger K. 1999. *Az analitikai kémia alapjai – kémiai és műszeres elemzés* Semmelweis.
- Burke E.A.J. 1994. Raman microspectrometry of fluid inclusions: the daily practice. In: Fluid Inclusions in Minerals: Methods and Applications (eds. De Vivo B. and Frezzotti M. L.), *Short Course of the IMA Working Group „Inclusions in Minerals”* (Pontignano – Siena, 1-4 September, 1994), Virginia Tech.
- Burrus R.C., Ed. 1981. Hydrocarbon fluid inclusions in studies of sedimentary diagenesis. *Short course in fluid inclusions: Applications to petrology*, Mineralogical Ass. of Canada.
- Burrus R.C. 1987. Diagenetic paleotemperatures from aqueous fluid inclusions: re-equilibration of inclusions in carbonate cements by burial heating. *Mineralogical Magazine*, 51, 477-481
- Burrus R.C. 1991. Practical aspects of fluorescence microscopy of petroleum fluid inclusions. *Luminescence Microscopy: Quantitative and qualitative aspects*. C.E. Barker & O.C. Kopp.
- Childs, C., Walsh, J.J., Watterson, J. 1997. Complexity in fault zone structure and implication for fault seal prediction. In: Moller-Pedersen, P., Koestler, A. G. eds.: *Hydrocarbon Seals*. Elsevier
- Chiles, J., de Marsily, G. 1993. Models of fracture systems. In: Bear, J., Tsang, C.F., de Marsily, G. eds.: *Flow and Contaminant Transport in Fractured Rock*. Academic Press, INC.

- Crawford M.L., Ed. 1981. Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. *Short course in fluid inclusions: Applications to Petrology*, Mineralogical Ass. of Canada.
- Fourcade, S., Michelot, J.L., Buschaert, S., Cathelineau, M., Freiberger, R., Coulibaly, Y., Aranyosy, J.F. 2002. Fluid transfers at the basement/cover interface. Part I. Subsurface recycling of trace carbonate from granitoid basement rocks (France). *Chemical Geology*, 192/1-2, 99-119
- George S.C., Krieger F.W., Eadington P.J., Quezada R.A., Greenwood P.F., Eisenberg L.I., Hamilton P.J., Wilson M.A. 1997. Geochemical comparison of oil-bearing fluid inclusions and produced oil from the Toro sandstone, Papua New Guinea. *Organic Geochemistry*, 26 (3/4), 155-173
- Gijzel, P. van 1967. Autofluorescence of fossil pollen and spores with special reference to age determination and coalification. *Leidse Geotogische Meded.i*, 40, 263-317.
- Goldstein, R.H., Reynolds, T.J. 1994. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. SEPM Short Course 31
- Gringarten, E. 1998. FRACNET: Stochastic simulation of fractures in layered systems. *Computers & Geosciences*, 24/8, 729-736
- Gudmundsson, A. Berg, S.S., Lyslo, K.B., Skurtveit, E. 2001. Fracture networks and fluid transport in active fault zones. *J.l of Structural Geology*, 23/2-3, 343-353
- Gudmundsson, A. 2000. Fracture dimensions, displacements and fluid transport. *J. of Structural Geology*, 22/9, 1221-1231
- Gueguen, Y., Chelidze, T., Le Ravalec, M. 1997. Microstructures, percolation thresholds, and rock physical properties. *Tectonophysics*, 279, 23-35
- Guilhaumou N., Szydłowski N.B.P. 1990. Characterization of hydrocarbon fluid inclusions by infra-red and fluorescence microspectrometry. *Mineralogical Magazine*, 54, 311-324
- Hanor J.S. 1980. Dissolved methane in sedimentary brines: potential effect on the PVT properties of fluid inclusions. *Economic Geology*, 75, 603-617
- Hewett, T.A. 1995. Fractal Methods for Fracture Characterization. In: Yarus, J.M., Chambers, R.L. eds.: Stochastic Modeling and Geostatistics. Principles, Methods and Case Studies. *AAPG Computer Applications in Geology*, No. 3., AAPG, Tulsa
- Hirata, T. 1989. Fractal dimension of fault system in Japan: fracture structure in rock fracture geometry at various scales. *Pure Applied Geophysics*, 131, 157-170
- Juhász, A.M Tóth, T., Ramseyer, K., Matter, A. 2002. Connected fluid evolution in fractured crystalline basement and overlying sediments, Pannonian Basin, SE Hungary. *Chemical Geology*, 182, 91-120
- Karlsen D.A., Nedkvitne T., Larter S.R., Bjorlykke K. 1993. Hydrocarbon composition of authigenic inclusions: Application to elucidation of petroleum reservoir filling history. *Geochemica et Cosmochemica Acta*, 57, 3641-3659
- Kaufmann, G. 2003. Modelling unsaturated flow in an evolving karst aquifer. *J. Hydrology*, 276/1-4, 53-70
- Keller, A. 1998. High resolution, non-destructive measurement and characterization of fracture apertures. *Int. J. of Rock Mech. and Mining Sciences*, 35/8, 1037-1050
- Korvin, G. 1992. Fractal Models in the Earth Sciences. Elsevier, pp. 396
- Kranz, R.L. 1994. Fractal point patterns and fractal fracture traces. In: Nelson, Laubach, eds.: *Rock mechanics*. Balkema, Rotterdam, pp. 793-800.
- Kumar, S.G., Ghassemi, A. 2005. Numerical modeling of non-isothermal quartz dissolution/precipitation in a coupled fracture-matrix system. *Geother.*, 34: 411-439

- La Pointe, P.R. 1988. A method to characterize fracture density and connectivity through fractal geometry. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. Geomech. Abstr.*, 25, 421-429
- Leckenby, R.J., Sanderson, D.J., Lonergan, L. 2005. Estimating flow heterogeneity in natural fracture systems. *J. of Volcanology and Geothermal Res.*, 148/1-2, 116-129
- Lempert K. 1976. *Szerves kémia*. Akadémiai Kiadó.
- Liu, J., Sheng, J., Polak, A., Elsworth, D., Yasuhara, H., Grader, A. 2005. A fully-coupled hydrological-mechanical-chemical model for fracture sealing and preferential opening. *Int. J. of Rock Mech. and Mining Sciences*, 43/1, 23-36
- Loiseau, P. 1987. Correlations between Parameters. In: Bear, J., Tsang, C. F., de Marsily, G. eds.: *Flow and Contaminant Transport in Fractured Rock*. Academic Press, INC.
- Long, J.C.S. ed. 1996. Rock fractures and fluid flow: contemporary understanding and applications. National Academy Press, Washington D. C., pp. 551
- M. Tóth, T., Schubert, F., Zachar, J. 2000. Neogene exhumation of the Variscan Szeghalom dome, Pannonian Basin, E. Hungary. *J. of Geology*, 35/3-4, 265-284
- M Tóth, T., Kedves, M., Schubert, F. 2003. Az Alföld metamorf aljzatának exhumációja a Szeghalom-dóm területén: Palinológiai bizonyítékok. *Földtani Közöny*, 133/4, 547-562
- M. Tóth, T., Szűcs, É., Schubert, F., Hollós, Cs. 2004. Conceptual fracture network model of the crystalline basement of the Szeghalom Dome (Pannonian Basin, SE Hungary). *Acta Geologica Hungarica*, 47/1, 19-34
- MacQuarrie, K.T.B., Mayer, K.U. 2005. Reactive transport modeling in fractured rock: A state-of-the-science review. *Earth-Science Reviews*, 72/3-4, 189-227
- Mandelbrot, B.B. 1983. The Fractal Geometry of Nature. Freeman, New York, pp. 468.
- Mandelbrot, B.B. 1985. Self-affine fractal dimension. *Physica Scripta*. 32/ 257-260.
- Matsumoto, N., Yomogida, K., Honda, S. 1992. Fractal analysis of fault systems in Japan and the Philippines. *Geophys. Res. Lett.*, 19/4, 357-360
- Min, K. B., Jing, L., Stephansson, O. 2004. Determining the equivalent permeability tensor for fractured rock masses using a stochastic REV approach: Method and application to the field data from Sellafield, UK. *Hydrogeology J.*, 12/5, 497-510
- Munz I.A. 2001. Petroleum inclusions in sedimentary basins: systematics, analytical methods and applications. *Lithos*, 55, 195-212
- O'Brien, G.S., Bean, C.J., McDermott, F. 2003. Numerical investigations of passive and reactive flow through generic single fractures with heterogeneous permeability. *Earth and Planetary Science Letters* , 213/3-4, 271-284
- Opheim, J.A., Gudmundsson, A. 1989. Formation and geometry of fractures, and related volcanism, of the Krafla fissure swarm, northeast Iceland. *Bulletin of the Geological Society of America*, 101, 1608-1622
- Orange D., Knittle E., Farber D., Williams Q. 1996. Raman spectroscopy of crude oils and hydrocarbon fluid inclusions: A feasibility study. *The Geochemical Society, Special Publication No. 5*. M. D. Dyar, C. McCammon and M. W. Schaefer.
- Ouillon, G., Castaing, C., Sornette, D. 1996. Hierarchical geometry of faulting. *J. of Geophysical Research*, 101, 5477-5487
- Paillet, F.L., Kay, R.T., Yeskis, D., Pedler, W. 1993. Integrating well logs into a multi-scale investigation of a fractured sedimentary aquifer. *The Log Analyst*, 34/1, 13-23
- Peitgen, H.O., Jürgens, H., Saupe, D. 1992. Chaos and Fractals. New Frontiers of Science. Springer, pp. 969.

- Pollard, D.D., Segall, P. 1987. Theoretical displacements and stresses near fractures in rock: with application to faults, joints, veins, dikes and solution surfaces. In: Atkinson, B. ed.: *Fracture Mechanics of Rock*. Academic Press, London
- Rankin A.H., Hodge B.L., Moser M. 1990. Unusual, oil-bearing inclusions in fluorite from Baluchistan, Pakistan. *Mineralogical Magazine*, 54, 335-342
- Roberts, S., Sanderson, D.J., Gumiel, P. 1998. Fractal analysis of the Sn-W mineralization from central Iberia: Insights into the role of fracture connectivity in the formation of an ore deposit. *Economic Geology*, 93, 360-365
- Roedder, E. 1984. Fluid inclusions. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, 12.
- Rouleau, A., Gale, J.E. 1985. Statistical characterization of the fracture system in the Stripa Granite, Sweden. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. Geomech.*, 22/6, 353-367
- Sausse, J., Jacquot, E., Fritz, B., Leroy, J., Lespinasse M. 2001. Evolution of crack permeability during fluid-rock interaction. Example of the Brézouard granite (Vosges, France). *Tectonophysics*, 336/1-4, 199-214
- Schubert, F. 2003. Szénhidrogén-tartalmú fluidum migráció nyomainak rekonstrukciója az Alföld kristályos aljzatában, a Szeghalom-dóm területén. PhD értekezés, SZTE, Ásványtani, Geokémiai és Közöttani Tanszék.
- Singurindy, O., Berkowitz, B. 2005. The role of fractures on coupled dissolution and precipitation patterns in carbonate rocks. *Advances in Water Resources*, 28: 507-521
- Stasiuk, L.D., Snowdon, L.R. 1997. Fluorescence micro-spectrometry of synthetic and natural hydrocarbon fluid inclusions: crude oil chemistry, density and application to petroleum migration. *Applied Geochemistry*, 12, 229-241
- Teinturier, S., Pironon, J. 2001. Quartz cementation and hydrocarbon emplacement examples from the Garn Formation, Haltenbanken, Mid-Norway. ECROFI XVI, Porto, Departameno de Geologia (konferencia kötet).
- Terzaghi, R. 1965. Sources of error in joint surveys. *Geotechnique*, 15, 287-304
- Tsuchiya, N., Nakatsuka, K., 1995. A two-dimensional mono-fractal approach to natural fracture networks in rock. *Geotherm. Sci. Tech.*, 6, 63-82
- Turcotte, D.L. 1992. Fractals and chaos in geology and geophysics. Cambridge Univ. P
- Turcotte, D.L. 1997. Fractals and chaos in geology and geophysics. Cambridge Univ. Press, pp. 412
- Twiss, R.J., Moores, E. 1992. Structural geology. W H Freeman, pp. 544
- Vermilye, J.M., Scholz, C.H. 1995. Relation between vein length and aperture. *J. of Structural Geology*, 17/3, 423-434
- Wagner, R., Kühn, M. Meyn, V., Pape, H., Vath, U., Clauser, C. 2005. Numerical simulation of pore space clogging in geothermal reservoirs by precipitation of anhydrite. *Int. J. of Rock Mech. and Mining Sciences*, 42/7-8, 1070-1081
- Weiss, J. 2001. Fracture and fragmentation of ice: a fractal analysis of scale invariance. *Engineering Fracture Mechanics*, 68/17-18, 1975-2012
- Witherspoon, 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, 1016-1024
- Yielding, G., Walsh, J. J., Watterson, J. 1992. The prediction of small-scale faulting in reservoirs. *First Break*, 10, 449-460
- Zhang, X., Sanderson, D.J. 2002. Numerical Modelling and Analysis of Fluid Flow and Deformation of Fractured Rock Masses. Pergamon press.