

Töréses tektonitok osztályozása geometriai paraméterek alapján

Molnár László

Szegedi Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, molnar.laszlo@geo.u-szeged.hu

Schubert Félix

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

M. Tóth Tivadar

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

ÖSSZEFOGLALÁS: A töréses tektonitok osztályozása kiemelt fontosságú, tekintettel különböző típusaik jelentősen eltérő tulajdonságaikra. A számtalan egyéb csoportosítási módszer mellett egyre jelentősebb szerepe van a különböző geometriai paramétereik alapján történő tagolásnak. Ezen jellemzők elsősorban a töréses deformáció eredményeként kialakuló klasztok elemzésére szolgálnak. Jelen esetben négy tulajdonságot – szemcseméret-eloszlás, cirkularitás, szemcse-megnyúltság, szemcsehatár-bonyolultság- felhasználva próbáltuk elkülöníteni a különböző tektonitokat (breccsa, kataklázit, vetőagyag). A mért tulajdonságok – hagyományos kőzettani leírással együttesen használva – alkalmasak az eltérő jellegzetességekkel bíró litológiák elkülönítésére, figyelembe véve a deformáció mind fizikai (szemcseméret-eloszlás, cirkularitás, szemcse-megnyúltság), mind kémiai (szemcsehatár-bonyolultság) körülményeit: esetünkben elválasztva az erős víz-kőzet kölcsönhatásnak kitett breccsákat a kevésbé átalakult kataklázitoktól és vetőagyagoktól.

Kulcsszavak: töréses deformáció, vetőbreccsa, kataklázit, vetőagyag, kőzettani képanalízis

1 BEVEZETÉS

A földkéreg felső néhány kilométerében alacsony hőmérsékleten és megfelelő feszültség-felhalmozódás esetén lejátszódó töréses vetőműködés kőzetei jellegzetes formakincssel rendelkeznek. Az elmozdulás hatására kialakuló tektonitok (vetőbreccsa, kataklázit, vetőagyag) eltérő fizikai paraméterekkel jellemezhetők, melyeknek jelentős alkalmazott földtani hatásuk van, ezért a csoportosításukhoz jól alkalmazható kritérium-rendszer alkalmazása kiemelt fontosságú. A töréses tektonitok kutatásának már korai fázisában kialakult számos klasszifikációs rendszer, melyek elsősorban ezen kőzetek elsődleges kohéziója, szemcsemérete, irányítotttsága, szemcse koncentrációja alapján osztályoztak. A módszerek komoly hátránya volt – a viszonylag egyszerű csoportosítás ellenére – a mindössze leíró jellegű osztályozás, mely így nem tudott információt adni deformáció körülményeiről.

Az első általánosan osztályozó rendszert Sibson (1977, 1986) hozta létre a tektonitok – kiemeleten a breccsák – különböző szöveti (mátrix szerkezete, klasztok anyaga, koncentrációja) paraméterek alapján. Laznicka (1988) más megközelítésből, de hasonlóan kiemelt fontosságú osztályozási rendszert alkotott, melyben összegezve az addigi eredményeket, részletezte az addig megismert – nemcsak tektonikus – breccsa-típusokat. Későbbi kutatások számos olyan paraméterre mutattak rá, melyekkel numerikusan lehet jellemezni a deformációt. Ezek a paraméterek elsősorban a tektonitokban kialakuló klasztok geometriai tulajdonságait írják le, ezáltal jellemezve a töréses elmozdulás fizikai körülményeit. A töréses felaprózódás matematikai-fizikai értelmezésére számos elmélet született (pl. Sammis, 1987, Blenkinsop, 1991), melyek alapján később meghatározták azokat a numerikus mikroszerkezeti paramétereket (szemcseméret-eloszlás, cirkularitás, megnyúlási arány (*aspect ratio*), klasztkoncentráció (Jebrak, 1997, Mort & Woodcock, 2006)), melyek alkalmasak azok leírására, illetőleg a különböző tektonitok – vetőbreccsa, kataklázit, vetőagyag – elkülönítésére. A deformáció tisztán fizikai folyamatának leírásán túl a klasztok morfológiája és annak bonyolultsága (Jebrak, 1997, Berube & Jebrak 1999) jellemzi a kőzetet ért szin- és/vagy poszt-deformációs átalakulást, mérőszámot adva a víz-kőzet kölcsönhatás mértékének is.

A töréses tektonitok megfelelő paramétereken alapuló csoportosítása különösen fontos a különböző kőzettípusok eltérő tulajdonságai miatt, melyre alkalmas lehet egy, a létrejött klasztok geometriai jellegzetességein alapuló osztályozási rendszer. A módszer előnye, hogy segítségével a vetőzónán belül elhelyezhető az adott minta, ismerve a kárzóna és a magzóna jellegzetességeit. Az elemzett tulajdonságok kiemelt fontosságúak mélyfúrások maganyagának vizsgálatánál, ahol a pontszerű (fúrómag) minták esetén a klasszifikáció (a különböző tektonitok eltérő fluidumvezetési tulajdonságai miatt) il-

letve a kiterjeszhetőség kulcskérdéssé válik. Jelen tanulmányban a töréses tektonitok magmintákból történő kiterjeszhetőségre mutatunk be egy módszert, mely a mikroszerkezeti geometriai paramétereken alapul. A módszer bemutatásán túl az alkalmazhatóságát egy aljzati nyírási zóna példáján keresztül ismertetjük.

2 FÖLDTANI HÁTTÉR

A Békési-medencét északról határoló Szeghalom-dóm a Pannon-medence kristályos aljzatának egyik legfontosabb repedezett tározója (1. ábra). Fő tömegét variszkuszi eredetű metamorfózishoz kapcsolható kristályos testek alkotják, melyeket korábbi kutatások alapján három fő litológiai csoportba lehet osztani (M. Tóth, 2008).

Terület főtömegét közepes metamorf fokot elérő ortogneisz alkotja, melyhez kapcsolódva gyakran jelennek meg xenolitok illetve poszkinematikus gránitok. Következő jellemző kőzettípus az elsősorban üledékes eredetű, nagy metamorf fokú szillimanit-biotit gneisz, illetve hozzákapcsolódóan gyakran megjelenő gránátos amfibolit. Harmadik, legritkábban előforduló litológia a közepes metamorf fokú amfibolos biotitgneisz.

A különböző litológiák közötti szerkezeti határokat gyakran széles nyírási zónák jelölik ki: összességében a területet ény-i vergenciájú feltolódásokkal lehet jellemezni (M. Tóth, 2008). Legdélebbi helyzetben az amfibolos biotitgneisz, majd szillimanitos biotitgneisz, végül a legészakibb területeken ortogneisz egység jelenik meg az aljzattetőn. Jelen dolgozatban vizsgálatunk tárgya az Szeghalom-180 sz. mélyfúrás volt, mely a Szeghalom-dóm északi lejtőjén helyezkedik el. A fúrás jelentőségét kiemeli, hogy legfelsőbb részét alkotó amfibolit-amfibol gneiszt illetően az alatta elhelyezkedő szillimanitos biotitgneiszt elválasztó nagyjából 15 méteres breccsa-kataklázit zónából nagy mennyiségű maganyaggal rendelkezünk.



1. ábra: A Szeghalom – dóm és környezetének elhelyezkedése a Pannon-medencében

3 MINTÁK

A vizsgált minták mindegyike az Szeghalom-180-as fúrásból származott, annak 2008 és 2024 méter közötti mélység-intervallumból. A felhasználható minták közül 7 fúrómagot és 25 csiszolatot elemeztünk (2. ábra).

4 ALKALMAZOTT MÓDSZEREK

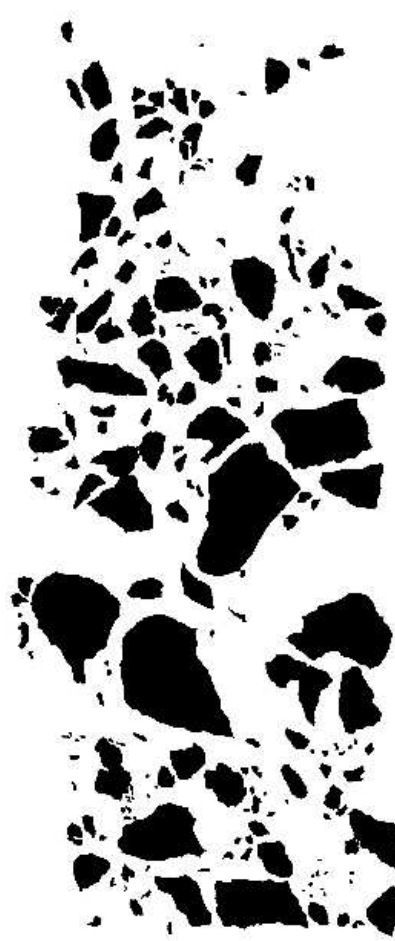
A rendelkezésre álló minták nem orientáltak, így klasszikus szerkezetföldtani vizsgálatokra nem alkalmasak. A fúrómagok makroszkópos leírását követően mikroszkópos petrográfiai és deformációs mikroszerkezeti bélyegeinek elemzésére került sor. A magokból készült vékonycsiszolatok – ahol lehetséges volt – a lineációval párhuzamosan és foliációra merőlegesen készültek.

A töréses deformáció eredményeként kialakuló klaszterek geometriai elemzését a Petrographic Image Analysis (PIA) módszerrel végeztük. A módszer lényege a digitalizált minták (fúrómag, vékonycsiszolat) feldolgozása, ami képanalízishez használt programokkal történt. A módszer előnye a gyors és nagy mennyiségű információ szerzése, melyet további elemzésre alkalmasak ismert korábbi irodalmak

kritérium-rendszereit alkalmazva. A mintákat két léptékben dolgoztuk fel: fűrőmagokon, illetve azokból készült csiszolatok felhasználásával. A megfelelő – henger-alakú – magokat a Magyar Állami Földtani Intézet (MÁFI) ImaGeo fűrőmag szkennerevel digitalizáltuk, majd elemeztük a belőlük készült nagy felbontású képeket (3. ábra). A vékonycsiszolatok kiválasztott területeiről polarizációs mikroszkópos felvételek készültek. A digitális felvételek feldolgozását és a geometriai paraméterek lementését ImageJ programmal végeztük el.



2. ábra: Jellegzetes vetőbreccsa fűrőmag minta.



3. ábra: A beszkennelt fűrőmagok nyers illetve a feldolgozott digitális képe

5 MÉRT PARAMÉTEREK

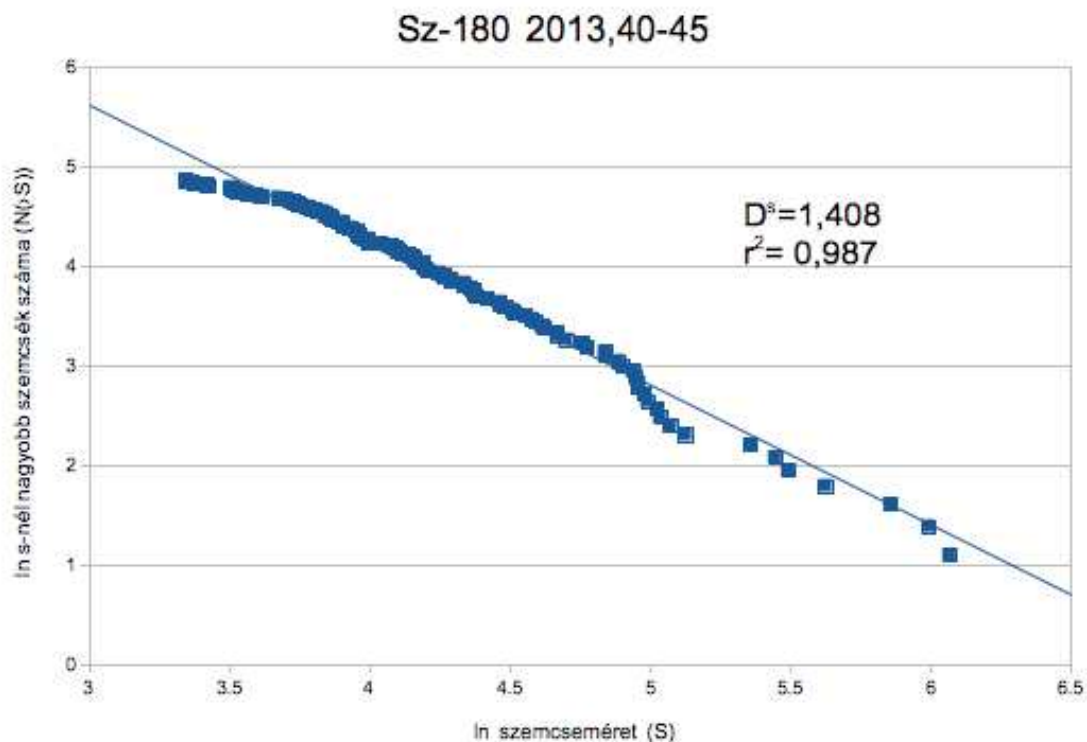
5.1 Szemcseméret-eloszlás

Korábbi szerkezetföldtani kutatások a matematikai kapcsolatot mutatták ki a töréses tektonitok szemcsemérete és a deformáció mértéke között. Ezek szerint a létrejött klasztok szemcseméret-eloszlása (Particle Size Distribution, PSD) hatványfüggvény-eloszlást követ minden skálán, ennek eredményeként a vizsgált minták minden nagytípuson hasonló eloszlással rendelkeznek. A folyamat

$$N(r)=C*r^B \quad (1)$$

ahol r a szemcse mérete, $N(r)$ az r -nél nagyobb szemcsék száma, C konstans, míg B a logaritmikusan léptékű értelmezésnél az eloszlásra legjobban illeszkedő egyenes meredeksége (4. ábra). Ez az abszolút érték adja meg a felörlődés fraktál dimenzióját (D^S), tekintve, hogy ez az érték a deformáció mechanikai energiájának mértékével arányos (Sammis,1987, Blenkinsop, 1991).

A méréseket digitalizált mag-, illetve vékonycsiszolat felvételeken végeztük el, a kapott szemcseterületek mértékegysége pixel volt, melynek négyzetgyökét tekintettük r -nek, Blenkinsop (1991) alapján. A módszer előnye, hogy alkalmas szemcsetérfogat mérésekkel történő összehasonlításra, tekintve, hogy a 3D-s (térfogat) fraktál dimenzióból egyet kivonva a 2D-s (terület) PSD-jét kapjuk (Sammis,1987).



4. ábra: Szemcseméret-eloszlás (PSD) ábrázolása, x tengely: szemcseméret négyzetgyöke, pixelben (S), y tengely: S -nél nagyobb szemcsék száma a mintában

5.2 Megnyúltsági arány (L/S)

A klasztok deformáció hatására bekövetkező megnyúlásának jellegzetes mérőszáma, mely a szemcsével azonos méretű ellipszis nagy és kistengelyének arányából számítható, ahol a nagytengely megegyezik a szemcse legnagyobb megnyúltságával (Mort & Woodcock, 2006). A tektonikus felaprózódás jellegzetessége, hogy erősen irányított szövet alakulhat ki, melynek jellemzésére alkalmas a megnyúltsági arány (Tanaka, 1992, Heilbronner, 2006). A test megnyúltságának növekedésével a mérőszám értéke növekszik.

5.3 Cirkularitás ($Circ$)

A szemcsék lekerekítettségét megadó tényező, mely

$$4\pi(A_p/p^2) \quad (2)$$

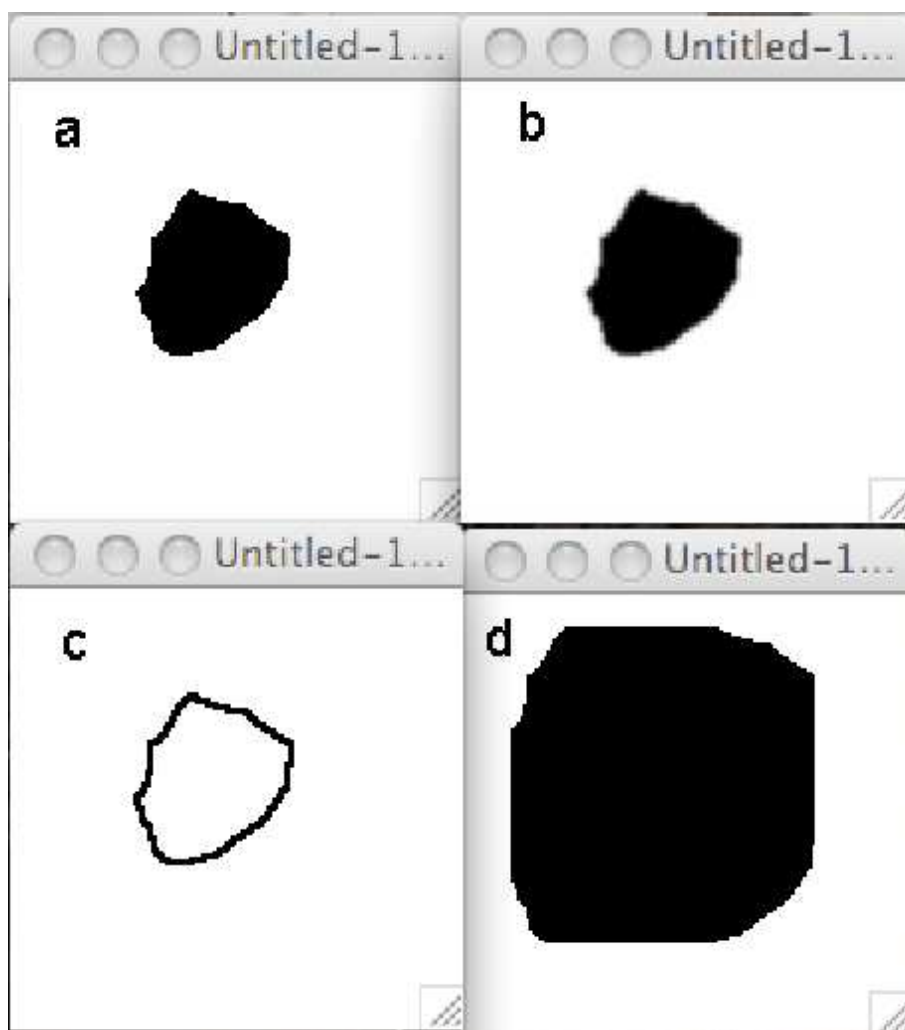
ahol A_p a klaszt területe, P pedig a kerülete. Ebből következően a cirkularitás értéke egy 0 és 1 közötti szám, ahol 1 a tökéletes kört jelzi, míg a 0 egy végtelen megnyúl ellipszis (Mort & Woodcock, 2006, Storti & Balsamo, 2007). A tektonikus felőrlődés hosszútávon együtt jár egyfajta lekerekítés-szerű kopással, ennek lehet mérőszáma a szedimentológiából átvett cirkularitás.

5.4 Szemcsehatár-bonyolultság

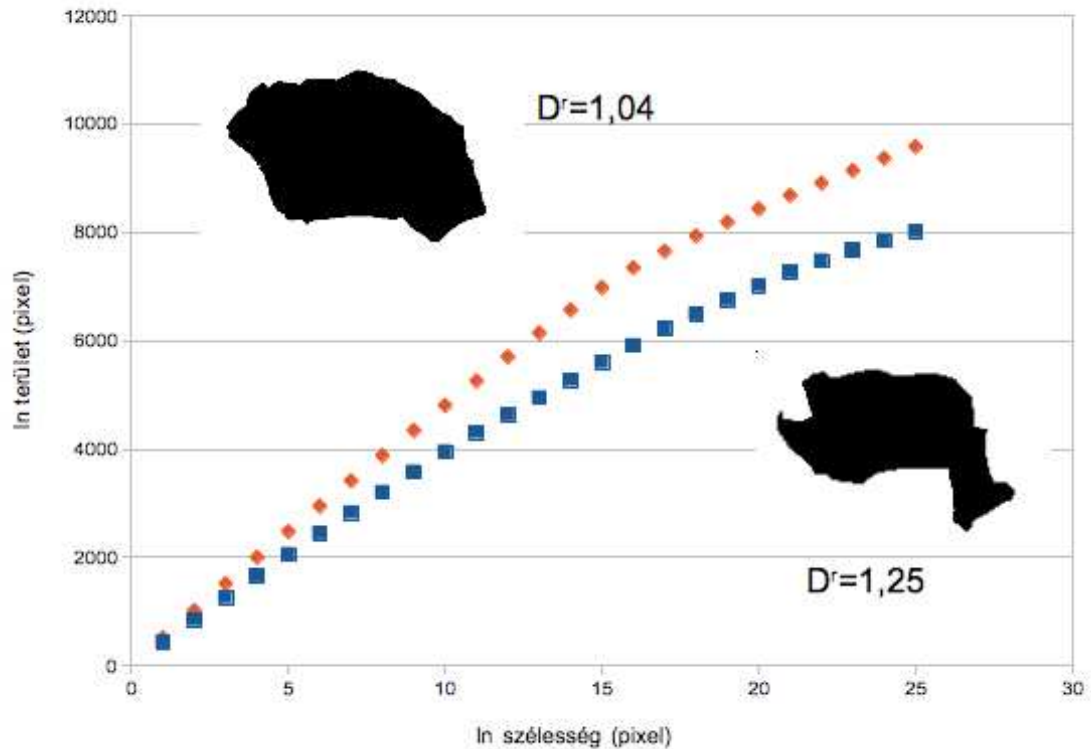
A szemcse morfológia már számos elemzés tárgya volt, melyek összegzéseként megállapítható, hogy a törékes tektonitok vizsgálatánál a szemcsealak bonyolultsága jelzi a kémiai átalakulások mértékét (Jébrak, 1997). Kvantifikálására számos módszer adódik, többek között fraktál geometriai alapon történő mérés. A szemcse-határ bonyolultságának fraktál alapú mérése is többféle módon végezhető el (box-counting, structured walk, euclidean distance map, fractal dilation), melyet Berubé és Jebrak (1999) foglalt össze.

Jelen dolgozatban a „fractal dilation” módszert (Bérube, 1999) alkalmaztuk, melynek lényege, hogy a digitalizált és szeparált szemcsék határát folyamatosan növelve, egyre nagyobb területű határokat kapunk (5. ábra). Ehhez az ImageJ keretprogram „Fractal Dilation” makróját alkalmaztuk. A vastagság és a terület logaritmikusan ábrázolása a kapott pontokra S meredekségű, legjobban illeszkedő egyenest eredményez. Kaye (1990) alapján sík objektumok mérésekor a $2-S$ egyenlettel értelmezhető a klaszt fraktál dimenziója (D_r) (6. ábra). Korábbi eredmények (Jebrak, 1997, Lorilleux et al. 2002, Clark & James, 2003) alapján a növekvő bonyolultság-dimenzió növekvő poszt-deformációs kémiai átalakulásra utal, mely a szemcsék alakjában jelentkezik.

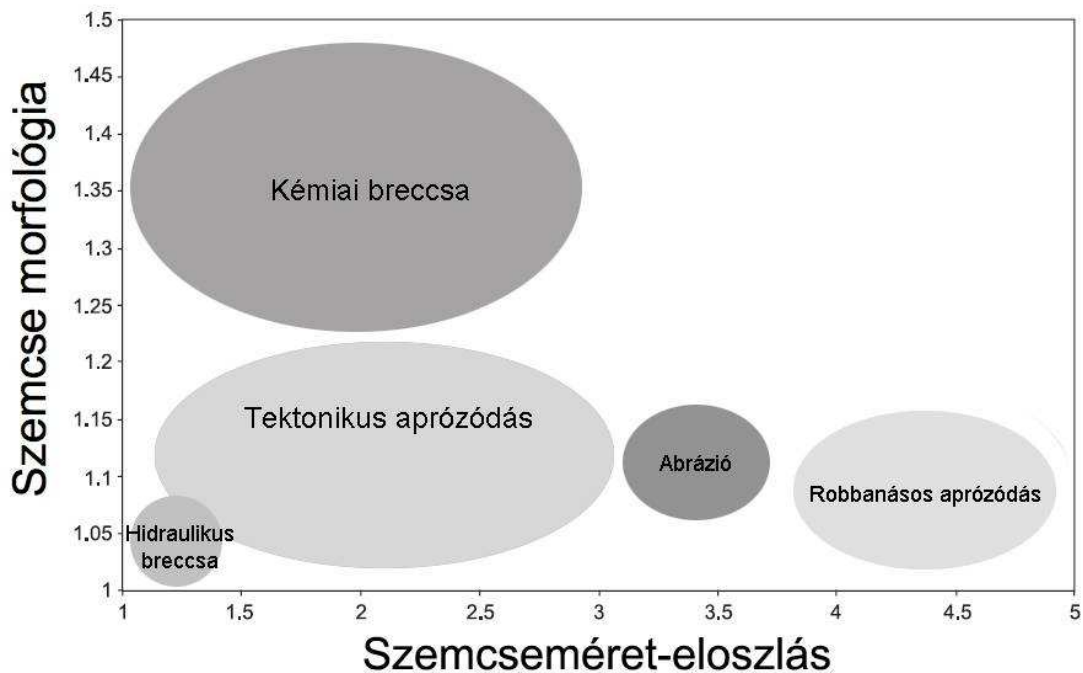
A szemcse-bonyolultság és szemcseméret-eloszlás értékeinek meghatározása különös fontosságú, ugyanis összevetésükkel információt nyerhetünk a képződmények kialakulási körülményeiről (Jébrak, 1997) (7. ábra).



5. ábra: Szemcsehatár-bonyolultság elemzésének szakaszai: a) szeparált szemcse, b) élfinomítás, c) szemcsehatár felismertetés, d) határvonal megvastagítása



6. ábra: Szemcsehatár és annak területe alapján különböző “S” illetve “Dr” értékekkel jellemezhető klaszrok



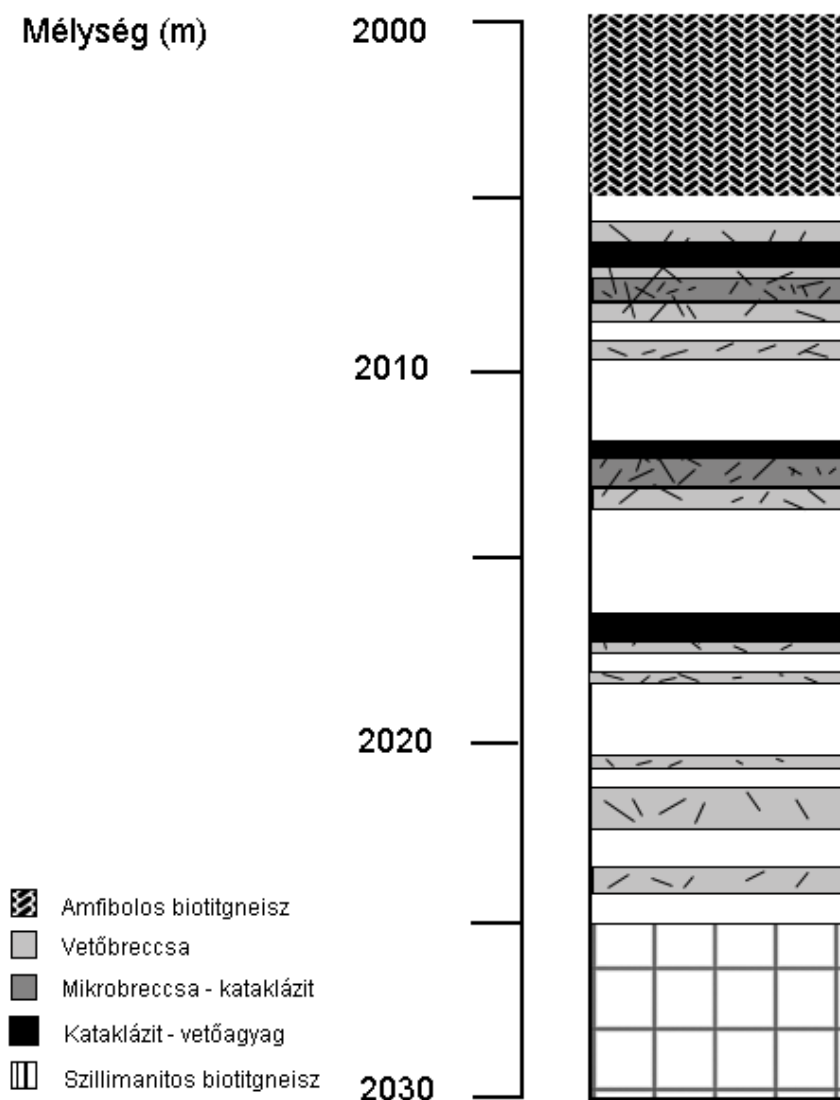
7. ábra: D_s és D_r tapasztalati értékeiken alapuló táblázat Jébrak (1997) alapján

6 EREDMÉNYEK

6.1 Petrográfia

A vizsgált területen a makroszkópos és mikroszkópos leírás alapján három eltérő kőzettípust lehetett elkülöníteni: vetőbreccsa, kataklázit és vetőagyag (8. ábra). A három tektonit típus eltérő kőzettani illetve geometriai paraméterekkel is rendelkezik.

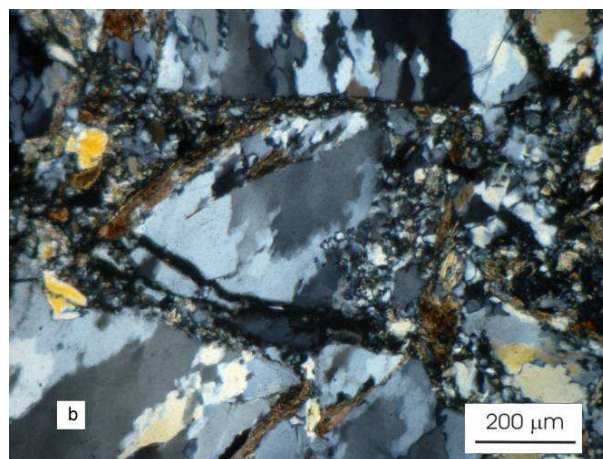
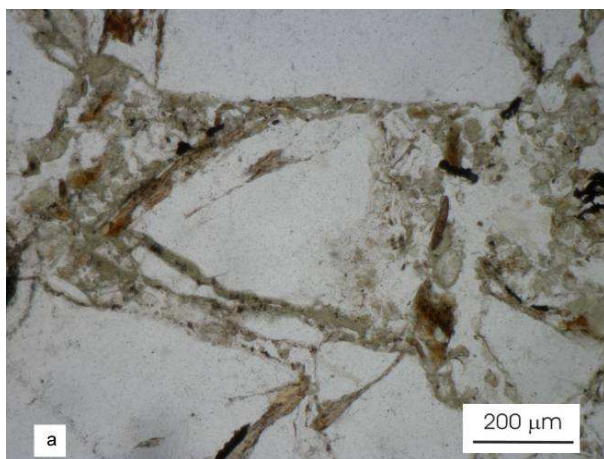
A klasztok anyagát a deformálódott protolit adja, mely a megmaradt kőzet fragmentumok alapján szillimanitos gneisz, illetve biotit gneisz.

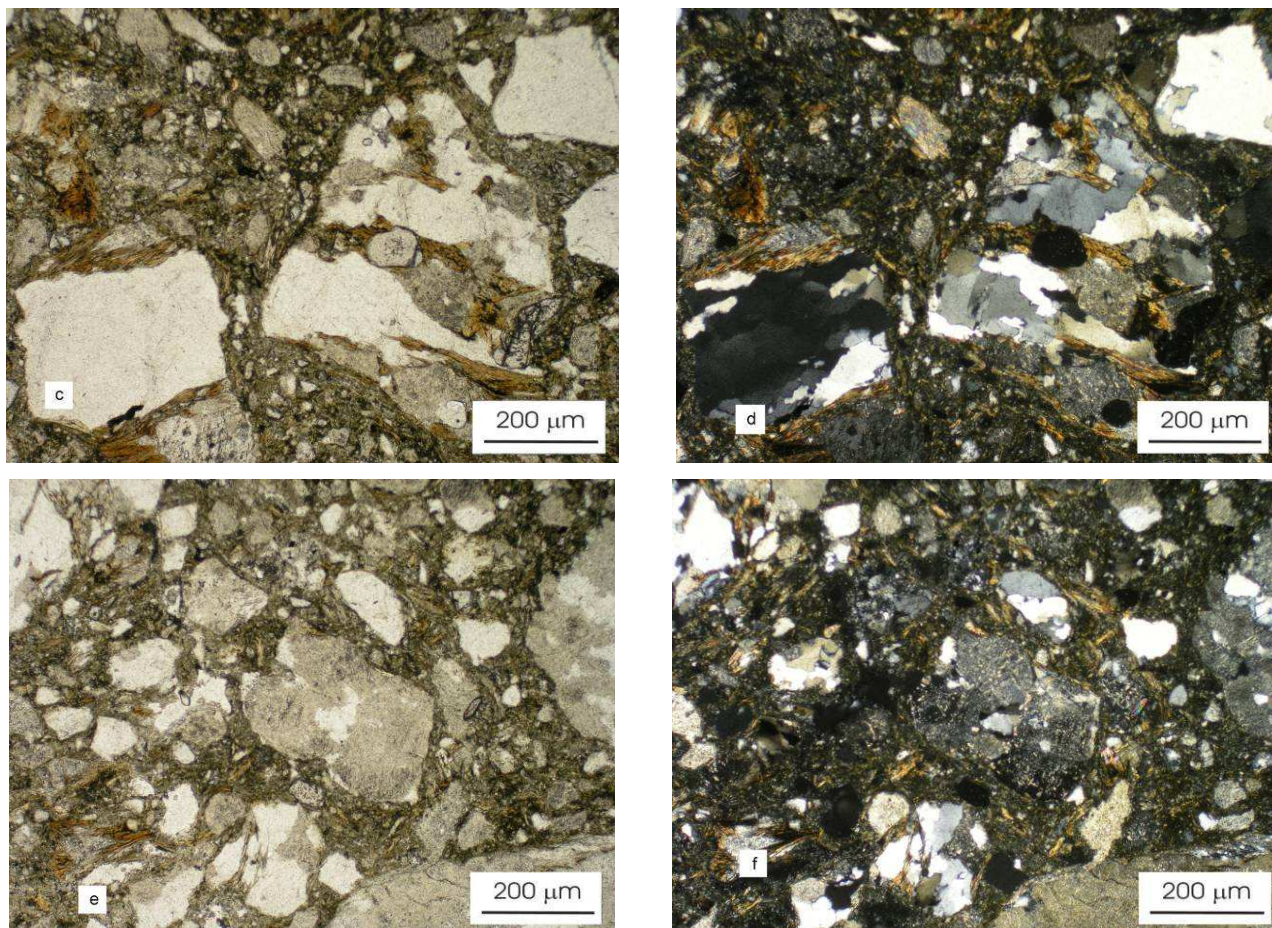


8. ábra: A vizsgált terület kőzettani értelmezése

-Vetőbreccsa

A vizsgált terület legnagyobb részét alkotó vetőbreccsa uralkodóan kaotikus elrendezésű, irányítatlan, szögletes szemcsékből épül fel, melyeket néhol mozaikos felépítésű „jigsaw” szerkezetek tarkítanak (9. ábra, a-f). A klasztokat szillimanitos gneisz, illetve biotitgneisz alkotja, a breccsát alkotó ásványok törésez deformálódtak, képlékeny átalakulás nyomai jelentek meg. A cementet elsősorban sötétzöld klorit alkotja, melyet helyenként mikrokristályos karbonát követ.





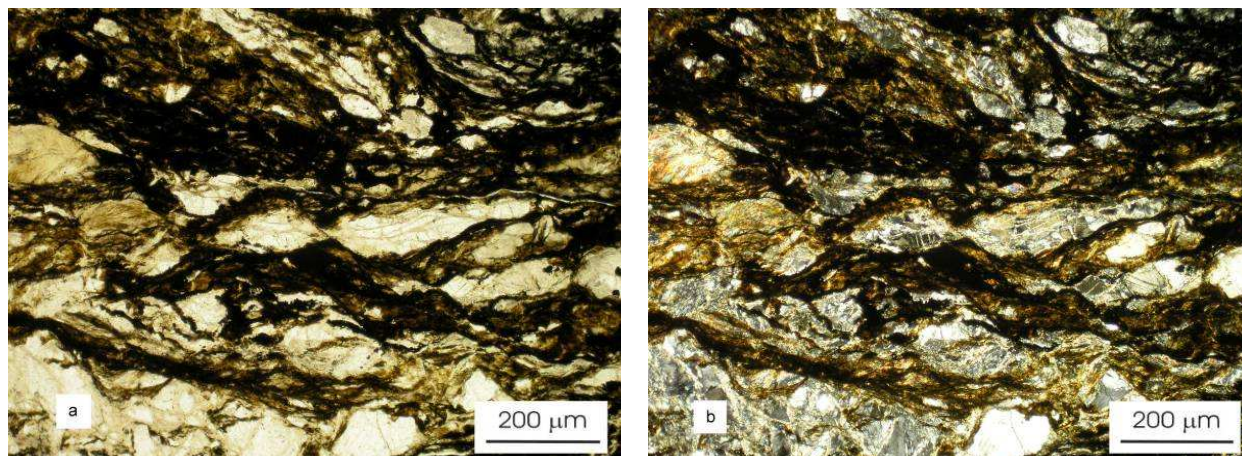
9.ábra: a: Mozaikos vetőbreccsa-szerkezet, 1N, b: ua. +N, c, d: Vetőbreccsák jellemző szöveti képei, 1N, d,f: ua. +N

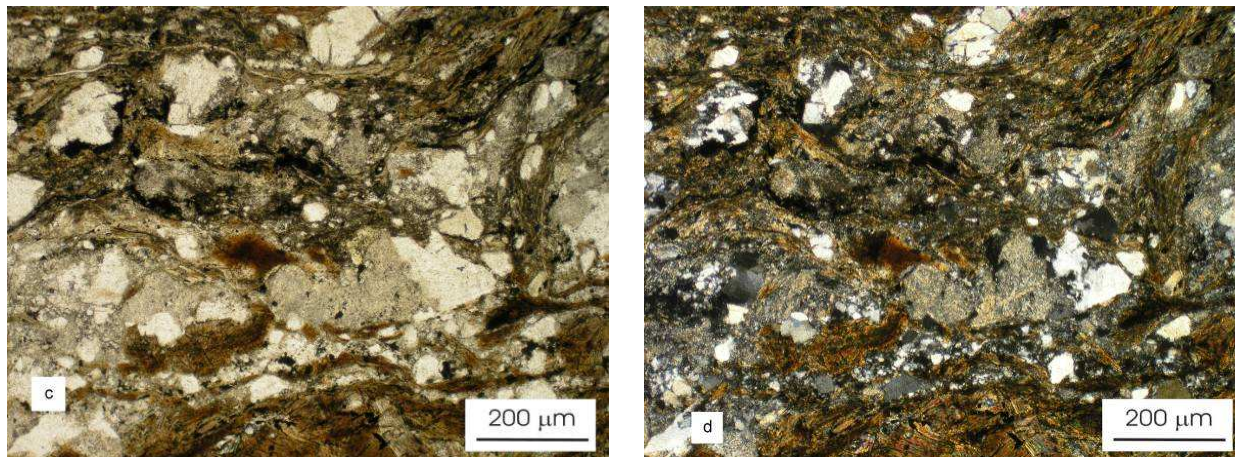
-Kataklázit

Az túlnyomórészt vetőbreccsából álló töréses zónán belül a kataklázit néhányszor tíz centiméteres sávokként jelennek meg, melyekhez gyakran mikrobreccsa is kapcsolódik. Uralkodóan a 2007-2008, 2013 és 2017 m-es mélységtartományban jelennek meg. Az erősen felőrlődött szemcsékben nehezen felismerhető a protolit anyaga. Az uralkodóan töréses deformáción túl a csillámok (biotit, muszkovit, biotit utáni klorit) képlékeny deformációja szembetűnő (10. ábra,a-d). A kataklázitok cementjét a breccsákhoz hasonlóan klorit alkotja, melyhez alárendelten karbonát kapcsolódik.

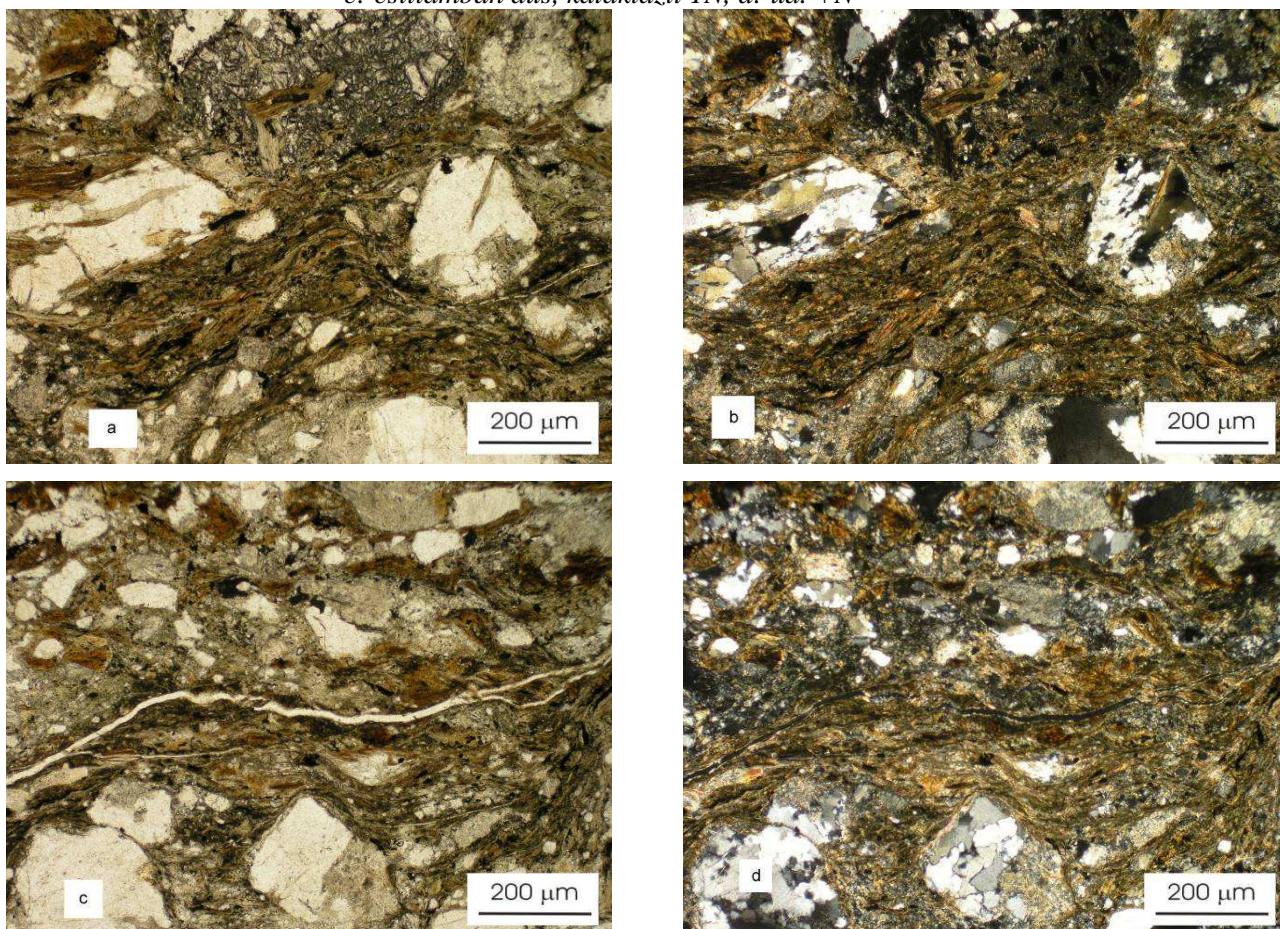
-Vetőagyag

Önállóan nem jelenik meg, általában mikrobreccsán illetve kataklázitokon belül fordul elő (11. ábra a-d), sávokban megjelenve. Általánosságban irányított, teljesen felőrlődött kvarc-földpát anyagú klasztokból áll; a klasztokban már nem felismerhető a protolit eredeti összetétele. A klasztok utalkodóan itt is klorit cementben úsznak, viszont nem karbonát jelenik meg.





10. ábra: a: irányított szerkezetű katalázit 1N, b: ua. +N, c: csillámban dús, katalázit 1N, d: ua. +N



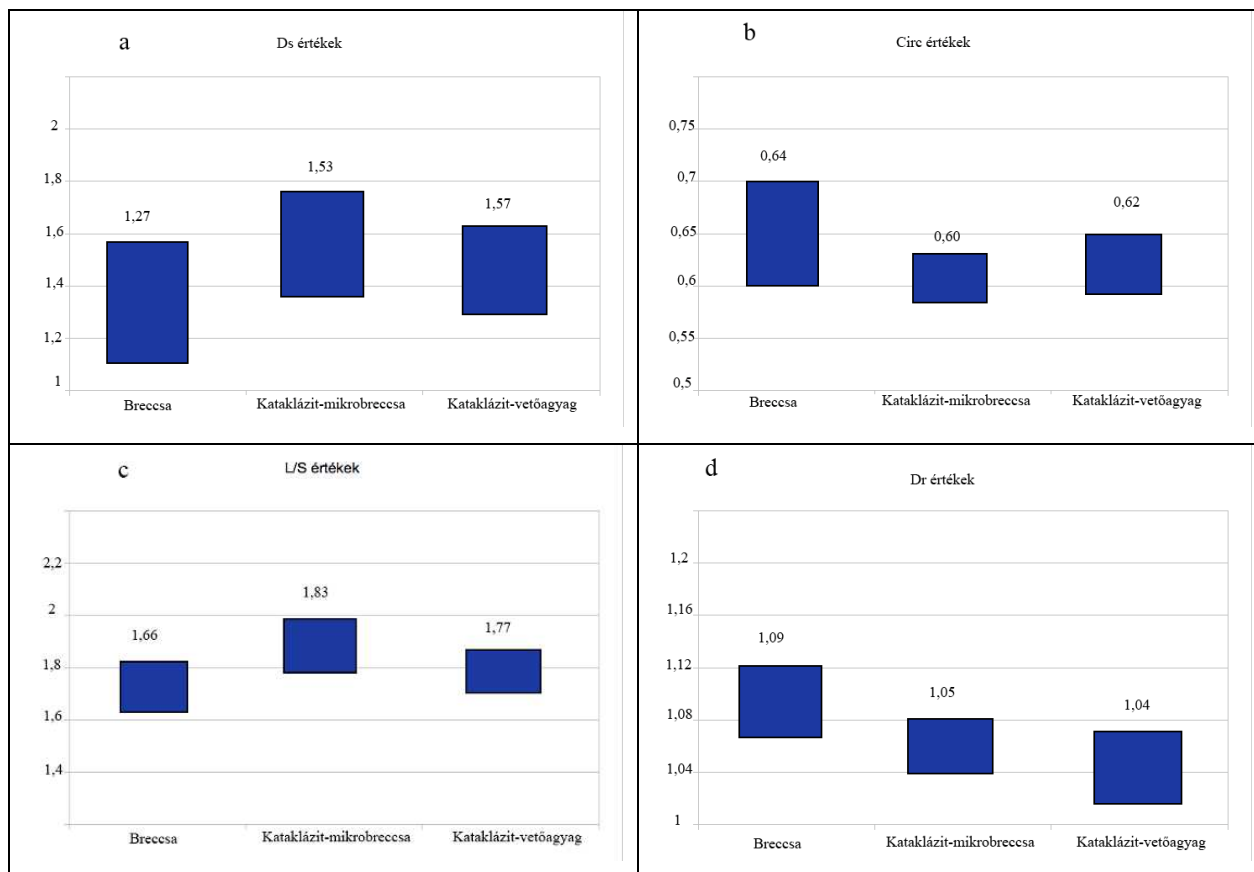
11. ábra, a,c: A nagyobb méretű klaszterek között helyenként erőteljesen felőrölt, aprószemcsés klaszterek figyelhetők meg 1N, b,d: ua +N.

6.2 Kőzettani képanalízis (PIA – petrographic image analysis)

A képanalízis eredményeként mindegyik mag- és csiszolat-mintához egy értéket kaptunk: ez a szemcseméret-eloszlás esetén az adott minta eredményeire illeszkedő egyenes meredeksége. A megnyúltság, a cirkularitás és a szemcse-bonyolultság esetén a minta gyakorisági eloszlásának módusza volt ez az érték (1. táblázat).

1. táblázat: A különböző tektonitok geometriai tulajdonságai

Kőzettípus	Ds	Circ	L/S	Dr
Breccsa	1,15-1,56	0,60-0,69	1,62-1,81	1,06-1,12
Katalázit-mikrobreccsa	1,37-1,78	0,58-0,63	1,79-1,98	1,04-1,08
Katalázit-vetőagyag	1,31-1,62	0,59-0,65	1,69-1,84	1,02-1,07



12 ábra, a-d: a vizsgált geometriai paraméterek eredményei, a jelölt értékek minden esetben a leggyakoribb értéket jelentik.

-Szemcseméret-eloszlás

Az átvizsgált csiszolatok D^S dimenziója 1,07 és 1,78 között változik, míg az elemzett magminták esetében 1,02 és 1,78 közötti értékeket vesznek fel. A megfigyelt mikroszerkezetek által történő csoportosítás alapján a 3 jellemző tektonit típus eltérő PSD számokkal jellemezhetőek. A vetőbreccsának minősített minták 1,15 és 1,58 közötti, a kataklázitok 1,37 és 1,78, míg a kevert breccsa-vetőagyag és kataklázit-vetőagyag minták 1,31 és 1,62 közötti PSD értékeket vesznek fel. Az átvizsgált fúrómagok PSD eredményei 1,02 és 1,78 között változtak. A vetőbreccsa minták itt 1,02 és 1,22 közöttiek, míg az egyetlen kataklázit minta 1,78-as dimenzióval rendelkezik. A magminták következetesen 0,1–0,2-del alacsonyabb D^S értékkel rendelkeznek, mint az azonos mélységből származó csiszolat minták (12. ábra, a).

-Cirkularitás

A vizsgált csiszolati minták cirkularitás értéke 0,51 és 0,66 között ingadozik, míg magminták esetében ez az érték 0,52 és 0,61 közötti (12. ábra, b). Általánosságban kijelenthető, hogy a petrográfialag megfigyelt deformáció mértékével párhuzamosan nő a cirkularitás. A legintenzívebben felőrölt mintákban azonban jelentősen visszaesik az értéke, sőt a mért minimális cirkularitás értékek is ezekből a szakaszokból származnak.

-Megnyúltság

A nagy és kistengelyek aránya a magmintáknál 1,78 és 2,39 között, míg a csiszolatok esetében 1,59 és 1,79 között változik. A magmintákból származó értékek feltűnően magasabbak (0,2–0,3 értékkel), mint a vékonycsiszolatban mértek (12. ábra, c). A nagy és kistengelyek arányának növekedése elsősorban az erősen deformált, magas D^S értékkel rendelkező mintákhoz kapcsolható, míg az alacsonyabb PSD értékekhez is jellemzően magas (1,5 feletti) megnyúltság kapcsolódik.

-Szemcsehatár-bonyolultság

A klasztok morfológiai vizsgálatánál az adott mintából származó klasztok leggyakoribb értékei 1,04 és 1,1 között ingadoztak (12. ábra, d). A kapott értékek során feltűnő, hogy a tendenciájukban legmagasabb Dr értékekkel a breccsa szakaszok rendelkeznek (1,06–1,12), míg ennél alacsonyabb értékeket mutatnak a kataklázitban illetve vetőagyagban található klasztok (1,04–1,08).

7 DISZKUSSZIÓ

7.1 Kőzettani értelmezés

A vizsgált fúrásszakaszt túlnyomórészt vetőbreccsa építi fel, mely között kataklázit sávok jelennek meg. Három ilyen jelentősebb kataklázit zónát lehet elkülöníteni: 2007, 2013 és 2017 méteres mélységben, illetve ehhez kapcsolódnak az elszórta megjelenő vetőagyag sávok, melyek együtt mutatják a vetőzónán belüli meglehetősen heterogén feszültség és deformáció eloszlást. Az erősen felörlődött kataklázit illetve vetőagyag minták a legerősebb elmozdulás síkját, illetve ehhez kapcsolódóan legintenzívebb deformációt jelölik ki, ebből kiindulva a breccsákat ezen síkok kárzónájaként lehet értelmezni, melyek viszonylag kisebb elmozdulást szenvedtek el.

7.2 Geometriai adatok

A vizsgált geometriai paraméterek közül a szemcseméret-eloszlás dimenziójában két markáns csoportot lehet elkülöníteni: a nagyjából 1,55 -es értéknél nagyobb illetve kisebb csoportot, mely összhangban van a Sammis (1987) által, a kataklázitok alsó határának megállapított $D=1,58$ dimenzió értékkel. Ezt jelen esetben a petrográfiai értelmezés is alátámasztotta. Az átmenet nem köthető egy ponthoz, így az 1,4-es dimenzió feletti mintákat már átmeneti mikrobreccsa-kataklázit típusnak tartjuk. A már említett vetőagyag-tartalmú minták külön kezelése nem tűnik indokoltnak, tekintve, hogy vetőagyagokra meghatározott tapasztalati értéket ($>1,9$) (Storti, 2003, Billi, 2003) egyik minta sem éri el. A petrográfiai leírás során értelmezett erősebben zúzott minták által alkotott zónák a PSD értékekből is kitűnnek. A magmintákon illetve csiszolatokon mért PSD értékek közti különbségek oka valószínűleg a magmintáknál a kisebb méretű klasztok mátrixként való értelmezéséből fakadt, ami így szisztematikusan alacsonyabb dimenzió értékeket eredményezett. Hasonló okok magyarázhatják a többi paraméter esetében előforduló különbségeket is a magminták és a vékonycsiszolatok értékei között.

A mintáknál mért cirkularitás adatokkal és nagy/kis tengely arányokkal kapcsolatban egymással ellentétes tendenciákat lehet felfedezni. Míg a cirkularitás értékek a legkevésbé (breccsa) illetve a leginkább (kataklázit-gouge) deformált mintákban nőttek, addig az átmeneti mikrobreccsa-kataklázit klasztok cirkularitása csökken. A megnyúltsági értékeknél a deformáció mértéke alapján szélső értéket képviselő tektonitok rendelkeznek viszonylag alacsonyabb értékkel, míg az átmeneti kategóriánál enyhe növekedés tapasztalható. Ez alapján a köztes eredmények a mikrobreccsa-kataklázit zónákhoz kapcsolódnak, ahol viszonylag erős klaszt-megnyúltság érzékelhető. Az ennél enyhébben deformálódott breccsa szakaszoknál ez még nem alakult ki, míg a legintenzívebben deformált szemcsék esetében már a megnyúltság irányára merőlegesen is egyre nagyobb számban megjelenő törések okozzák a tengely-arány csökkenést, illetve a cirkularitás növekedését (Tanaka, 1992).

A víz-kőzet kölcsönhatás erősségére utaló D^f érték alapján a leginkább érintett zónák egyértelműen a legerősebben deformálódott vetőagyagot tartalmazó síkokkal szomszédos, de kevésbé felaprózódott breccsa zónák. Ezt alátámasztják nemcsak a leggyakoribb szemcse-bonyolultság értékek, hanem a maximálisan átalakult klasztok is az adott mintákban. A PSD értékekkel történő összevetés megmutatja, hogy a fluidum által leginkább átjárt zónákat a relatív alacsony (1,2-1,3) dimenzió értékkel bíró breccsa szakaszokhoz lehet társítani. A kapott D^f értékek nagy fraktál értékei intenzív víz-kőzet reakciókra utalnak, melyek tektonikus igénybevételhez kapcsolódnak (Jebrak, 1997, Clark & James, 2006).

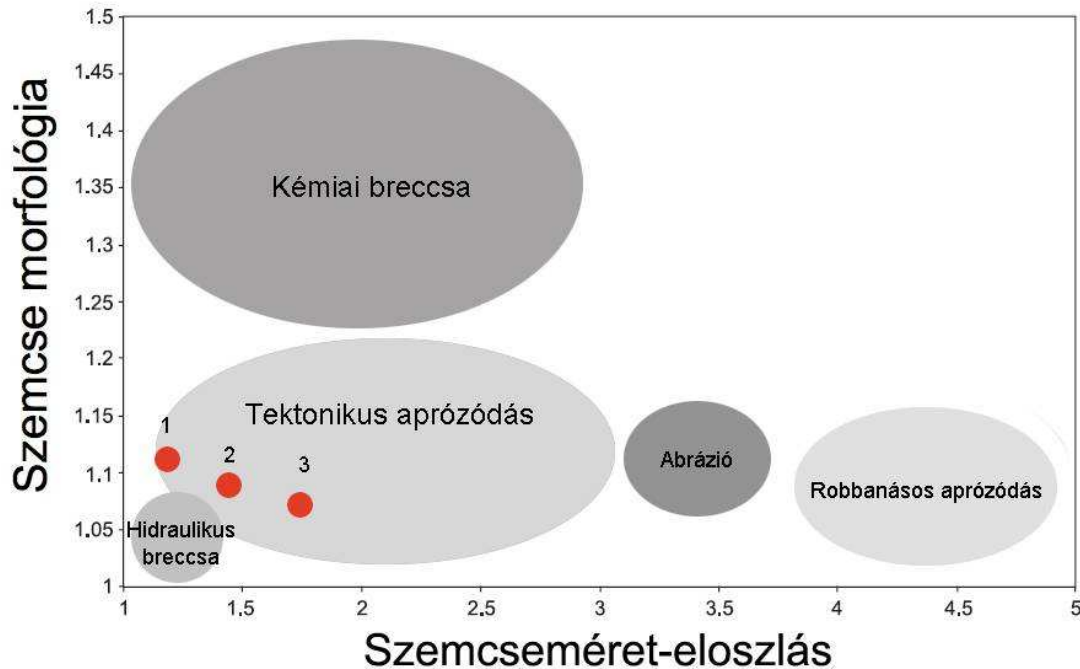
7.3 Petrográfiai és geometriai értelmezés

A petrográfiai és geometriai adatok összevetése alapján felállítható a vizsgált terület szerkezeti váza. A deformáció eloszlása, mind a mikroszerkezeti leírás, mind PIA adatok alapján nem egyenletes; mértékének meghatározásában a „szubjektív” szöveti értelmezés mellett komoly segítséget nyújtott a numerikus értékeket szolgáltatató képanalízis.

Ezek alapján elkülöníthetők a deformáció eredményeként kialakuló különböző tektonit típusok. Az első csoportot a túlnyomórészt breccsából álló szakaszok képviselik, melyek fő jellemzője a viszonylag magas cirkularitás ($0,6 <$) illetve alacsony PSD ($1,4 <$) értékek. A következő tektonit osztályba a kataklázit-mikrobreccsa minták tartoznak, melyekhez vetőagyag sávok kapcsolódhatnak. Jellemzőjük a gyakran megjelenő irányítottság, melyet jelez gyakori magas (2 körüli) megnyúltság arány, illetve a viszonylag alacsony cirkularitás adatok (0,6 körül), melyek mellett a PSD értékek jellemzően az 1,4-1,6 közötti sávban mozognak. Az 1,6-nál magasabb PSD értékek petrográfiaileg már kataklázitnak minősíthetők (Sammis, 1986) gyakori vetőagyag megjelenéssel, azonban a felörlődés hatására csökkenő megnyúltsággal (nagyjából 1,7).

A poszt-deformációs víz-kőzet kölcsönhatást jellemző D^f maximális értékei (1,12 körül) elsősorban a viszonylag alacsony PSD értékű (1,2-1,3) – petrográfiaileg is annak minősített – breccsa zónákhoz kapcsolódnak. A D^s - D^f értékek tapasztalati diagramon történő ábrázolása (Jebrak, 1997) (13. ábra)

alapján a vizsgált zónákat tektonikailag felőrölt, enyhe kémiai átalakuláson átesett vetőzónának lehet minősíteni, hiszen a legerősebben átalakult minták sem váltanak át a mechanikai rezsimből kémiaiába, mivel az elsősorban 1,2 feletti Dr értékekkel jellemezhető (Clark,2006). Erre utal, hogy egyértelműen visszaoldódott szemcséket csak kevés helyen lehetett megfigyelni, s azok is a breccsa szakaszokhoz kapcsolódtak. Ennek magyarázata lehet, hogy a kevésbé zúzott tektonitok általánosságban jobb folyadék-vezetési képességekkel rendelkeznek, mint az erősebben deformáltak (Evans, 1993, Caine, 1996, Vrolijk & van der Pluijm, 2006), mivel a felőrlődés csökkenti a korábban kialakult porozitást (Billi, 2003).



13. ábra: A vizsgált csoportok ábrázolása a kapott értékek alapján, 1: vetőbreccsa, 2: kataklázit-mikrobreccsa, 3: kataklázit vetőagyag, Jébrak (1997) alapján.

8 KONKLÚZIÓ

A dolgozat célja a tektonitok osztályozási lehetőségeinek bemutatása volt – petrográfiai és mikroszerkezeti értelmezéssel összehangolt – klaszt-geometriai paraméterek alapján. A töréses deformáció kialakulásának számos körülménye megállapítható közettani képanalízis (PIA) elemző módszerekkel, illetve megfelelő geometriai tulajdonsággal a lezajlott víz-kőzet kölcsönhatás mértéke is megadható. A példaként felhozott Szeghalom metamorf aljzati rezervoár területéről származó minták elemzése után megállapítható, hogy a deformáció nem egyenletesen oszlik el a vizsgált vetőzónán belül, hanem a legintenzívebben összetört részek vékony szakaszokat alkotva jelennek meg a kevésbé zúzott területek között. Ezen kívül az értelmezés során feltűnő volt, hogy a leginkább átalakult, azaz a legnagyobb szemcsehatár bonyolultsággal jellemezhető klasztok nem az erősen felőrölt, kataklázit szakaszokhoz, hanem kevésbé deformálódott breccsa mintákhoz kapcsolódnak.

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Ezúton szeretnénk kifejezni köszönetünket Maros Gyulának az ImaGeo magszkenner használatában nyújtott segítségével.

IRODALOMJEGYZÉK

- Berubé, D., Jébrak, M., 1999. High precision boundary fractal analysis for shape characterization. *Computers & Geosciences*, **25**, 1059–1071.
- Billi, A., Salvini, F., Storti, F., 2003. The damage zone-fault core transition in carbonate rocks: implication for fault growth, structure and permeability. *J. Structural Geol.* **25**, 1779–1794.
- Blenkinsop, T.G., 1991. Cataclasis and processes of particle size reduction. *Pure Appl. Geophys.* **136**, 59–86.
- Caine, J. S., Evans, J.P., Forster, C.B., 1996. Fault zone architecture and permeability structure. *Geol.* **24**, 1025–1028.
- Clark C., James, P., 2003, Hydrothermal brecciation due to fluid pressure fluctuations: examples from Olary Domain, South west Australia, *Tectonophysics* **366**: 187–206
- Clark, C., Mumm, A.S., Collins, A.S. 2006: A coupled micro- and macrostructural approach to the analysis of fluid induced brecciation, Curnamona Province, South Australia *J. Struct. Geol.* **28**: 745–761
- Evans, J.P., Forster, C.B., Goddard, J.V., 1997. Permeabilities of fault-related rocks and implications for fault-zone hydraulic structure. *J. Structural Geol.* **19**, 1393–1404.
- Heilbronner, R., Keulen, N., 2006. Grain size and grain shape analysis of fault rocks. *Tectonophysics* **427**, 199–216.
- Jébrak, M., 1997. Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: a review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore Geol. Rev.* **12**, 111–134.
- Kaye, B.H., 1989. A Random Walk Through Fractal Dimension. VCH Publishers, New York.
- Laznicka, P., 1988. Breccias and coarse fragmentites. Petrology, environments, associations, ores. *Developments in Economic Geol.* **25**.
- Lorilleux, G., Jébrak, M., Cuney, M., Baudemont, D., 2002. Polyphase hydrothermal breccias associated with unconformity-related uranium mineralisation (Canada): from fractal analysis to structural significance. *J. Struct. Geol.* **24**, 323–338.
- M. Tóth, T. 2008: Repedezett, metamorf fluidumtárolók az Alföld aljzatában. *MTA Doktori értekezés.* p. 320.
- Mort, K., Woodcock, N.H., 2008, Quantifying fault breccia geometry: Dent Fault, NW England, *J. Structural Geol.* **30**: 701–709.
- Sammis, C.G., Osborne, R.H., Anderson, J.L., Banerdt, M., White, P., 1986. Self-similar cataclasis in the formation of fault gouge. *Pure Appl. Geophys.* **124**, 54–77.
- Sammis, C.G., King, G., Biegel, R., 1987. The kinematics of gouge deformation. *Pure Appl. Geophys.* **125**, 777–812.
- Sibson, R. H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc. London* **133**, 91–213.
- Sibson, R. H., 1986. Brecciation processes in fault zones: inferences from earthquake rupturing. *Pure Appl. Geophys.* **124**, 159–174.
- Storti, F., Billi, A., Salvini, F., 2003. Particle size distributions in natural carbonate fault rocks: insights for non-self similar cataclasis. *Earth and Planetary Science Letters* **206**, 173–186.
- Storti, F., Balsamo, F., 2010: Impact of ephemeral cataclastic fabrics on laser diffraction particle size distribution analysis in loose carbonate fault breccia : *J. Structural Geol* **32**, 507–522.
- Tanaka, H 1992: Cataclastic lineations. *J. Structural Geol* **14**, 1239–1252.
- Vrolijk, P., van der Pluijm, B. A., 1999 : Clay gouge, *J. Structural Geol.* **21**, 1039–1048.

