

**SZERKEZETFEJLŐDÉSI ÉS FLUIDUMMIGRÁCIÓ-TÖRTÉNETI  
REKONSTRUKCIÓ A BODAI AGYAGKŐ FORMÁCIÓ ÁSVÁNYOS  
EREI ALAPJÁN**

PHD ÉRTEKEZÉS

HRABOVSZKI ERVIN

TÉMAVEZETŐ:  
DR. SCHUBERT FÉLIX

KÖRNYEZETTUDOMÁNYI DOKTORI ISKOLA  
ÁSVÁNYTANI, GEOKÉMIAI ÉS KÖZETTANI TANSZÉK  
SZEGEDI TUDOMÁNYEGYETEM TERMÉSZETTUDOMÁNYI ÉS INFORMATIKAI KAR

SZEGED

2022



## TARTALOMJEGYZÉK

<b>RÖVIDÍTÉSEK</b> .....	6
<b><u>I. BEVEZETÉS</u></b> .....	7
<b><u>II. FÖLDTANI HÁTTÉR</u></b> .....	9
<b>II.1. REGIONÁLIS FÖLDTAN, ELTERJEDÉSI TERÜLET</b> .....	9
<b>II.2. KÖZETTANI JELLEMZŐK, ÜLEDÉKKÉPZŐDÉSI KÖRNYEZET</b> .....	10
<b>II.3. SZERKEZETFEJLŐDÉS</b> .....	11
<b>II.4. ÁSVÁNYOS EREKET ÉRINTŐ EREDMÉNYEK</b> .....	12
<b><u>III. MINTÁK ÉS ALKALMAZOTT MÓDSZEREK</u></b> .....	14
<b>III.1. MINTAGYÚJTÁS</b> .....	14
<b>III.2. ALKALMAZOTT MÓDSZEREK</b> .....	16
<b>III.3. A REPEDÉSEK ÉS KITÖLTÉSŰK VIZSGÁLATÁNAK MÓDSZERTANI ALAPJAI</b> .....	17
III.3.1. A FESZÜLTSGMEZŐ.....	17
III.3.2. AZ ALAKVÁLTOZÁS.....	21
III.3.3. ÉRNÖVEKEDÉSI MECHANIZMUSOK ÉS ANYAGÁRAMLÁSI FOLYAMATOK .....	25
III.3.4. MIKROSZERKEZETEK ÉS KIALAKULÁSUK .....	28
<b><u>IV. EREDMÉNYEK</u></b> .....	33
<b>IV.1. MELLÉKKÖZET PETROGRÁFIAI JELLEMZŐI</b> .....	33
<b>IV.2. ÁSVÁNYOS EREK PETROGRÁFIAI JELLEMZŐI A BAF–2 FÚRÁSBAN</b> .....	34
IV.2.1. FONATOS LEFUTÁSÚ EREK (VEIN <sub>CIC</sub> ) .....	34
IV.2.2. EGYENES EREK (VEIN <sub>STR</sub> ) .....	41
IV.2.3. KULISSZÁS ELRENDEZŐDÉSŰ EREK (VEIN <sub>ECH</sub> ) .....	43

IV.2.4. BRECCSA EREK (VEIN <sub>BR</sub> ) .....	44
<b>IV.3. ÁSVÁNYOS EREK PETROGRÁFIAI JELLEMZŐI A BAT-4 ÉS DELTA-3 FÚRÁSOKBAN</b> .....	<b>46</b>
IV.3.1. FONATOS LEFUTÁSÚ EREK (VEIN <sub>CIC</sub> ) .....	46
IV.3.2. EGYENES EREK (VEIN <sub>STR</sub> ) .....	48
IV.3.3. KULISSZÁS ELRENDEZŐDÉSŰ EREK (VEIN <sub>ECH</sub> ) .....	49
IV.3.4. BRECCSA EREK (VEIN <sub>BR</sub> ) .....	50
<b>IV.4. FLUIDUMZÁRVÁNY MIKROTERMOMETRIA A BAF-2 FÚRÁS ÁSVÁNYOS EREIBEN</b> .....	<b>52</b>
<b>IV.5. STABILIZOTÓP-ARÁNY MÉRÉSEK A BAF-2 FÚRÁS ÁSVÁNYOS EREIBEN</b> ...	<b>56</b>
<b><u>V. DISZKUZZSIÓ</u></b> .....	<b>59</b>
<b>V.1. AZ ÉRGENERÁCIÓK MIKROSZERKEZETE, SZÖVETE, ÉRNÖVEKEDÉSI ÉS ANYAGTRANSPORT MECHANIZMUSA A BAF-2 FÚRÁSBAN</b> .....	<b>59</b>
V.1.1. A FONATOS LEFUTÁSÚ EREK (VEIN <sub>CIC</sub> ) .....	59
V.1.1.1. A mikroszerkezetek potenciális kialakulási mechanizmusa .....	59
V.1.1.2. Az erek eredeti orientációját befolyásoló tényezők.....	60
V.1.1.3. A folyamatos érfejlődés okai .....	62
V.1.1.4. A szövet, az érnövekedés és az anyagtranszport jellemzői ..	67
V.1.2. AZ EGYENES EREK (VEIN <sub>STR</sub> ) .....	68
V.1.3. A KULISSZÁS ELRENDEZŐDÉSŰ EREK (VEIN <sub>ECH</sub> ) .....	69
V.1.4. A BRECCSA EREK (VEIN <sub>BR</sub> ).....	69
<b>V.2. FLUIDUMZÁRVÁNY ADATOK ÉS STABILIZOTÓP-ARÁNYOK ÉRTELMEZÉSE A BAF-2 FÚRÁSBAN</b> .....	<b>70</b>

<b>V.3. AZ ÉRFEJLŐDÉS LÉPÉSEI ÉS KAPCSOLÓDÁSA A TERÜLET SZERKEZETI FEJLŐDÉSTÖRTÉNETÉHEZ .....</b>	<b>77</b>
V.3.1. DIAGENETIKUS FOLYAMATOK A VEIN <sub>CIC</sub> ÉRGENERÁCIÓBAN ÉS A MELLÉKKÖZETBEN .....	77
V.3.2. EXTENZIÓS TEKTONIKAI FOLYAMATOK SORÁN VÉGBEMENŐ OLDÓDÁS ÉS KRISTÁLYOSODÁS A VEIN <sub>CIC</sub> ÉS VEIN <sub>STR</sub> ÉRGENERÁCIÓKBAN .....	79
V.3.3. KOMPRESSZIÓS TEKTONIKA ÉS ANHIDRIT KIVÁLÁS A VEIN <sub>ECH</sub> , VEIN <sub>STR</sub> ÉS VEIN <sub>CIC</sub> ÉRGENERÁCIÓKBAN.....	80
V.3.4. MOZGÓ HIDRAULIKUS TÖRÉSEK ÉS METEORIKUS FLUIDUMOK A VEIN <sub>STR</sub> ÉS VEIN <sub>BR</sub> ÉRGENERÁCIÓKBAN .....	81
<b>V.4. KITERJESZTHETŐSÉG, PETROGRÁFIAI HASONLÓSÁG ÉS KÜLÖNBSÉG A BAF-2, A BAT-4 ÉS A DELTA-3 FÚRÁSOK VIZSGÁLT ÖSSZLETEINEK ÁSVÁNYOS EREI KÖZÖTT .....</b>	<b>82</b>
<b>V.5. KÖRNYEZETFÖLDTANI VONATKOZÁSOK .....</b>	<b>83</b>
<b><u>VI. KONKLÚZIÓ</u>.....</b>	<b>85</b>
<b>KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS .....</b>	<b>87</b>
<b>IRODALOMJEGYZÉK.....</b>	<b>88</b>
<b>ÖSSZEFOGLALÁS .....</b>	<b>100</b>
<b>ABSTRACT.....</b>	<b>102</b>

## RÖVIDÍTÉSEK

### MÓDSZERTAN

- BSE – visszaszórt elektron kép  
(*backscattered electron image*)  
CL – katódlumineszcencia  
(*cathodoluminescence*)  
GP – gipsz segédlemez (*gypsum plate*)  
PPL – síkban polarizált fény (*plane-polarised light*)  
RL – ráeső fény (*reflected light*)  
XPL – keresztezett polarizált fény  
(*crossed-polarised light*)

### ÁSVÁNY (KRETZ 1983)

- Ab – albit  
Anh – anhidrit  
Brt – barit  
Cal – kalcit  
Ccp – kalkopirit  
Chl – klorit  
Cls – cölesztin  
Gn – galenit  
Kfs – káliföldpát  
Py – pirit  
Qtz – kvarc

### SZÖVET

- ACC – tűs (*acicular*)  
COL – oszlopos (*columnar*)  
EB – megnyúlt tömbös (*elongate blocky*)  
FG – finomszemcsés (*fine-grained*)  
FIB – rostos (*fibrous*)  
MOS – mozaikos (*mosaic*)  
SF – térkitöltő (*space-filling*)  
SHR – szubhedrális (*subhedral*)

### MIKROSZERKEZET

- CIC – kúp-a-kúpban szerkezet  
(*cone-in-cone structure*)  
IB – zárványsáv (*inclusion band*)  
IT – zárványsor (*inclusion trail*)  
WRI – mellékközetzárvány  
(*wall rock inclusion*)

### FLUIDUMZÁRVÁNY MIKROTERMOMETRIA

- L – folyadék (*liquid*)  
 $n$  – mérések száma  
(*number of measurements*)  
 $T_h$  – homogenizációs hőmérséklet  
(*homogenisation temperature*)  
 $T_h$  (LV→L) – folyadék+gőz fázisokból  
folyadék halmazállapotba történő homo-  
genizáció hőmérséklete  
 $T_m$  (Ice) – végső jégolvadási hőmérséklet  
(*final ice melting temperature*)  
V – gőz (*vapour*)

### STABILIZOTÓP-ARÁNY MÉRÉSEK

- V-CDT – Vienna-Canyon Diablo Troilite  
V-PDB – Vienna-Pee Dee Belemnite  
V-SMOW – Vienna-Standard Mean  
Ocean Water  
WR – mellékközet (*wall rock*)  
 $\delta$  –  $(R_{\text{minta}}/R_{\text{sztenderd}} - 1) \times 1000$   
 $\delta^{13}\text{C}$  –  $[(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{minta}} / (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{sztenderd}} - 1] \times 1000$   
 $\delta^{18}\text{O}$  –  $[(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{minta}} / (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{sztenderd}} - 1] \times 1000$   
 $\delta^{34}\text{S}$  –  $[(^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{minta}} / (^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{sztenderd}} - 1] \times 1000$

### SZERKEZETFÖLDTAN

- $P_f$  – fluidumnyomás (*fluid pressure*)  
 $P_{fc}$  – kristályosodás által kifejtett nyomás  
(*pressure induced by the force of crystallisation*)  
 $T_0$  – szakítószilárdság (*tensile strength*)  
 $\sigma$  – feszültség (*stress*)  
 $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  – főfeszültségek (*principal stresses*)  
 $\sigma_h$  – vízszintes főfeszültség  
(*horizontal principal stress*)  
 $\sigma_n$  – normálfeszültség (*normal stress*)  
 $\sigma_s$  – nyírófeszültség (*shear stress*)  
 $\sigma_v$  – függőleges főfeszültség  
(*vertical principal stress*)  
 $\sigma'$  – hatékony feszültség (*effective stress*)

## **I. BEVEZETÉS**

Az atomenergia jelentős részét képezi hazánk energiarendszerének. Az atomerőművek működése során azonban környezetre veszélyes, nagy aktivitású és hosszú élettartamú radioaktív hulladék keletkezik. Az Európai Unió irányelve (2011/70/Euratom) szerint minden ország, amely atomerőművel rendelkezik köteles megoldani a keletkező radioaktív hulladék kezelését, elhelyezését (ÁDÁM et al. 2016). A hulladékok ezen típusának végleges elhelyezése Magyarországon — ahogy a Föld legtöbb országában — jelenleg még nem megoldott, azonban több évtizede folyik ilyen irányú kutatás (pl. BÁRDOSSY 1995, 1998, 1999; ÁRKAI et al. 2000; KONRÁD & HÁMOS 2006; VARGA et al. 2006; HEGYHÁTI 2007; FEDOR et al. 2008; KONRÁD et al. 2010; HALÁSZ 2011; MÁTHÉ & VARGA 2012; MÁTHÉ 2015; KEREKI 2016; HRABOVSZKI et al. 2017; TÓTH et al. 2020). Nemzetközi egyetértés alapján a végleges elhelyezés legjobb formája egy mélységi földtani tároló használata. Országos földtani felmérés (KONRÁD & HÁMOS 2006) alapján a nagy aktivitású radioaktív hulladékok mélységi tárolójának befogadására hazánkban legalkalmasabb képződmény a Nyugat-Mecsekben elhelyezkedő, késő-perm korú Bodai Agyagkő Formáció (BAF, korábbi neve Bodai Aleurolit). A jelentős kiterjedésű (>150 km<sup>2</sup>), 700–900 m vastag agyagkővet kis porozitása (<3%) és permeabilitása (<10<sup>-18</sup>–10<sup>-21</sup> m<sup>2</sup>) alkalmassá teszi a veszélyes hulladékok elszigetelésére (FEDOR et al. 2008; MÁTHÉ 2015). Hasonló tulajdonságokkal rendelkező kőzetek ugyanakkor gyakran jelentős fluidumáramlásnak adhatnak helyet szerkezeti inhomogenitásaik (pl. törések, ásványos erek) mentén. LANDRY et al. (2016) alapján olyan aleurolitokban és agyagkövekben, amelyek nagy térfogatarányban tartalmaznak cementált töréseket, a kitöltött ásványos erek menti permeabilitás akár egy nagyságrenddel is meghaladhatja a kőzet permeabilitását, csökkentve ezzel a képződmény folyadékretentáló képességét. Ebből adódóan létfontosságú a képződmény szerkezetfejlődésének és fluidummigráció történetének megismerése, amely megértése segítheti a tároló izolációs alkalmasságának megítélését. Ezen környezetföldtani probléma megoldásához a földtudomány széleskörű eszköztárát alkalmaztam a képződmény szerkezetfejlődésének körülményeit megőrző ásványos erekben.

Kutatásom fő célkitűzése a BAF-ot ért tektonikai fázisok és fluidummigrációs események megismerése volt. Ennek elérése érdekében kiindulásként a képződmény egy kitüntetett mélységszelvényét, a BAF-2 fúrás maganyagát vizsgáltam. Legnagyobb vastagságban (~905 m) itt tárul fel a formáció, lehetőséget adva a lehető legtöbb

szerkezeti elem megfigyelésére. Az elmúlt időszakban több szerző (pl. MÁTHÉ 1999; ÁRKAI et al. 2000; LENTI et al. 2010) vizsgálta a BAF-ban található ásványos ereket, ezen tanulmányok főként az erek ásványtani és geokémiai jellemzőivel foglalkoztak; azonban az érnövekedési morfológiák és mikroszerkezetek elemzése, valamint mindez együttes értelmezése idáig még nem történt meg. Ennek okán további célom volt egy komplex módszertan kidolgozása, amely alkalmas olyan szerkezeti, szöveti, ásványtani és geokémiai összefüggések feltárására, amelyek a szerkezetfejlődésről, egykori fluidum-migrációról hordoznak információt. Ennek eredményeként a példaként választott BAF–2 fúrás kőzetanyagán végzett polarizációs mikroszkópia során szemcsemorfológiát, érfejlődési mechanizmust és mikroszerkezeteket elemeztem, Raman mikrospektroszkópia segítségével ásványokat azonosítottam, mikroszkopikus röntgen-fluoreszcencia-térképezést végeztem, katódlumineszcens és elektronmikroszkópos megfigyeléseket tettem, fluidumzárványokat vizsgálatam, valamint stabilizotóp-arány adatokat elemeztem. További célom volt annak ellenőrzése, hogy van-e lehetőség a BAF–2 fúrásban tett megfigyelések képződményen belüli, térbeli kiterjesztésére. Ebből kifolyólag további két fúrás (BAT–4 és Delta–3) teljes maganyagát tekintettem át. Elvégeztem a begyűjtött minták petrográfiai leírását, amely során polarizációs és katódlumineszcens mikroszkópiát, valamint Raman mikrospektroszkópiát alkalmaztam. Nem tartozott azonban céljaim közé a BAT–4 és Delta–3 fúrások maganyagának teljes — a BAF–2 fúrás mintáin bemutatott — geokémiai vizsgálata.

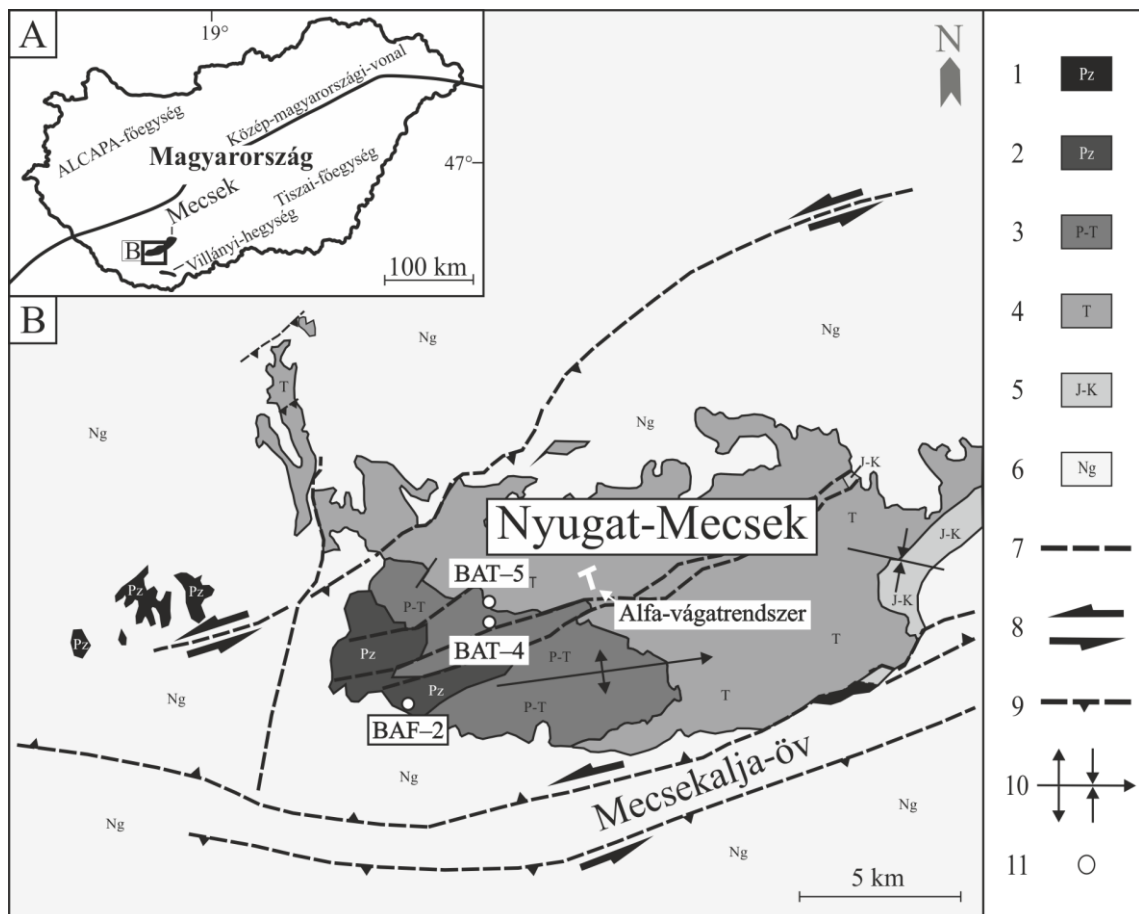
A három eltérő fúrásból származó minták tanulmányozása során megfigyeltem dominánsan kalcit és anhidrit alkotta ásványos ereket; éralkotó szulfidásványokat; szín-, anti- és ataxiális szöveteket (pl. BONS et al. 2012); mozgó hidraulikus törések nyomait; jellegzetes, ereken belüli kőzetzárványok alkotta mikroszerkezeteket; 43 és 164 °C közötti homogenizációs hőmérsékleteket; szélsőségesen eltérő sótartalmakat; valamint az éralkotó ásványok szülőfluidumának eredetére utaló stabilizotóp-arányokat. Mindez alapján a régmúltban lejátszódó diagenetikus és tektonikus folyamatokról, a képződményben egykor megjelenő, eltérő genetikájú fluidumokról nyertem információt. Reményeim szerint ezen megfigyelések hozzájárulnak majd a hulladéktároló befogadása szempontjából megfelelő — azaz hosszútávú izolációs képességekkel rendelkező — földtani telephely kiválasztásához, elősegítve ezzel az emberi egészség és a környezet védelmét.



## II. FÖLDTANI HÁTTÉR

### II.1. REGIONÁLIS FÖLDTAN, ELTERJEDÉSI TERÜLET

A kutatási terület a Pannon-medencében helyezkedik el, melynek paleozoós–mezozoós aljzata két terrénumból áll: az ALCAPA-főegységből (ALCAPA terrénum), valamint a Tiszai-főegységből (Tisia terrénum, pl. HAAS et al. 2013). Az ALCAPA-főegység az aljzat ÉNy-i, míg a Tiszai-főegység a DK-i részét alkotja. E két mikrolemez között a Közép-magyarországi-vonal húzódik, amely KÉK–NyDNy irányban osztja ketté a medence pre-neogén aljzatát (II.1.1A ábra). A két terrénum kora-miocénben lejátszódó folyamatok során foglalta el jelenlegi helyzetét (részletek a II.3. fejezetben). A Tiszai-főegység magyarországi területén az aljzat a Villányi-hegység, valamint a Mecsek területén bukkan a felszínre (II.1.1B ábra). A Mecsek Ny-i része uralkodóan paleozoós–triász üledékekből épül fel, beleértve a késő-perm korú Bodai Agyagkő Formációt (BAF), mely a kutatásom tárgyát képező ásványos ereket is tartalmazza (BARABÁS-STUHL 1981).

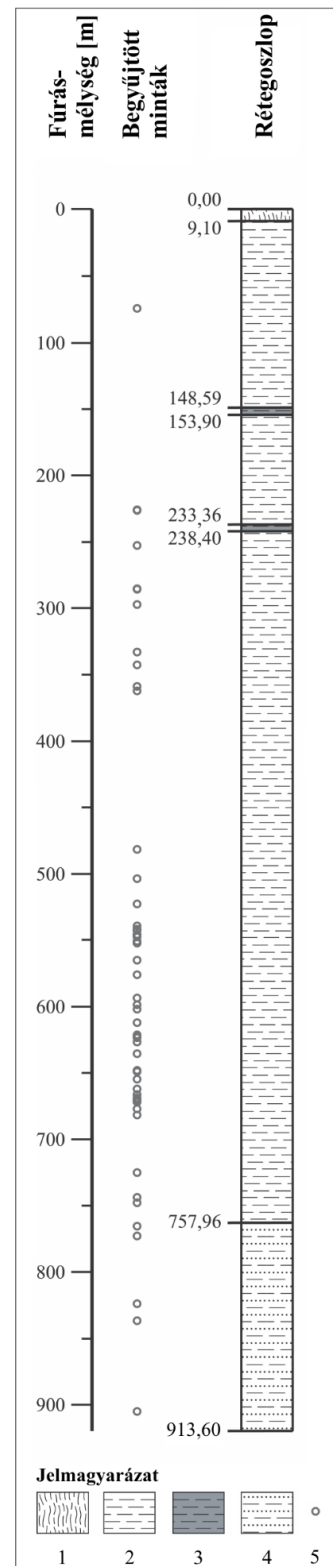


II.1.1 ábra. A – A Nyugat-Mecsek helyzete Magyarország területén belül. B – A BAF elterjedési területe a Nyugat-Mecsekben (KONRÁD & SEBE 2010, módosítva). Jelmagyarázat: 1 – paleozoós képződmények; 2 – Bodai Agyagkő Formáció; 3 – Kővágószőlősi Homokkő Formáció; 4 – triász üledékes kőzetek (homokkővek, karbonátok, evaporitok); 5 – jura és kréta üledékes kőzetek, kréta vulkanitok; 6 – neogén képződmények; 7 – vető; 8 – oldalelmozdulás; 9 – áttolódás; 10 – szinklinális és antiklinális; 11 – fúráspon.

A képződmény elterjedési területe megközelítőleg 150 km<sup>2</sup>, legnagyobb vastagsága közel 1000 m (KONRÁD & HÁMOS 2006), bár a teljes üledékes rétegsort még egyetlen fúrás sem harántolta. Legnagyobb vastagságban (904,5 m) a Nyugat-Mecsek DNy-i részén mélyült BAF–2 fúrás tárta fel a képződményt (II.1.2 ábra).

## II.2. KÖZETTANI JELLEMZŐK, ÜLEDEKKÉPZŐDÉSI KÖRNYEZET

A BAF kőzetanyagát uralkodóan vörösesbarna albitos agyagkő alkotja, melybe dolomit, aleurolit és homokkő rétegek települnek. További gyakori kőzettípus az albitolit, mely 50%-ot meghaladó autigén albitot tartalmaz (MÁTHÉ 2015). A BAF folytonos átmenettel fejlődött ki a Cserdi Konglomerátum Formációból. Lepusztulási területének kőzetösszetételét savanyú (alárendelten neutrális–bázikus) vulkanitok és kristályos aljzattól származó metamorfitek határozzák meg (VARGA et al. 2006; VARGA 2009). Az agyagkőre a nyugat-mecseki antiklinális középső és déli részén fokozatos átmenettel, míg az északi területen éles határral települ a Kővágószőlősi Homokkő Formáció (MÁTHÉ 2015). Fő kőzetalkotó ásványok a kvarc, autigén albit, illit (uralkodó agyagásvány), klorit, kalcit, dolomit és hematit (ÁRKAI et al. 2000; MÁTHÉ 2015). A filloszilikátok kristályossága [Kübler és Árkai indexek; IC (0,296–0,728  $\Delta^{\circ}2\Theta$ ) és ChC (0,293–0,798  $\Delta^{\circ}2\Theta$ )], valamint vitrinitreflexió (2,26–2,87  $R_{\text{random}}\%$ ) értékek alapján a BAF kőzeteit



II.1.2 ábra. A Bodai Agyagkő Formáció rétegsora a BAF–2 fúrásban a begyűjtött minták feltüntetésével (KONRÁD et al. 2016 nyomán). 1 – talaj, lösz; 2 – agyagkő aleurolit betelepülésekkel; 3 – zöldesfekete redukív agyagkő; 4 – agyagkő aleurolit és homokkő betelepülésekkel; 5 – begyűjtött fúrómag minta.

mélydiagenetikus–anchizónás hatás (200–250 °C) érte a késő-triász–jura során (K-fehércsillám K-Ar adatok; ÁRKAI et al. 2000). Bár a képződmény kéntartalma kicsi (általában <0,02%), MÁTHÉ & NÁDASI (2017) erős összefüggést fedezett fel az összes szerves széntartalom (TOC) és a szulfidok mennyisége között a BAF–2 fúrásban. Petrográfiai, szedimentológiai, ásványtani és geokémiai jellemzői alapján (ÁRKAI et al. 2000; VARGA et al. 2005, 2006; VARGA 2009; KONRÁD et al. 2010; MÁTHÉ 2015) a képződmény egy sóstavi környezetben képződött, időszakosan beszáradó iszaplapály üledéke (KONRÁD et al. 2010). A tó fejlődésének „párolgási koncentráció” és kiszáradási szakaszaiban kiszorításos (*displacive*) kősó vázkristályok („hopper” halit), valamint halit, anhidrit és gipsz ásványok alkotta rétegek fejlődtek ki a konszolidálatlan üledékben (MÁTHÉ & VARGA 2012). Ezen kősó vázkristályokat és evaporit rétegeket diagenetikus folyamatok során — visszaoldódás és kicsapódás mechanizmust követve — karbonát és földpát ásványok helyettesítették (MÁTHÉ & VARGA 2012, MÁTHÉ 2015).

### II.3. SZERKEZETFEJLŐDÉS

A kutatási terület a Tiszai-főegység DNy-i részén helyezkedik el, amely a jura időszakban a Pennini-óceán kialakulását eredményező riftesedés során vált le az Európai-lemezről (CSONTOS & VÖRÖS 2004). A Mecsek későbbi szerkezetfejlődése a komplex óceánrendszer bezáródásához köthető (pl. HORVÁTH et al. 2006; HORVÁTH et al. 2015). Az Afrikai-lemez Európai-lemez felé tartó közeledése ÉNy–DK-i irányú rövidüléssel deformációt, takarós áttolódásokat eredményezett a Tiszai-főegységben, amely során a Mecsekben ÉK–DNy-i tengelyű redők jöttek létre (BENKOVICS et al. 1997). A folyamat a késő-krétában tetőződött, eredményeként a K-Vardar-óceán teljesen bezáródott a Tisia és Dacia terrénumok között. A neogén során az Afrikai-lemez további közeledése eredményeként az Adriai-mikrolemez Európának nyomult, amely hatására az ALCAPA és Tisia-Dacia terrénumok eredeti helyzetükből a kárpáti öblözet felé préselődtek. A folyamat hatására a Magura-óceán litoszférája a Pannon-medence aljzatát alkotó mikrolemezek alá szubdukálódott. Ennek eredményeként szubdukciós hátragördülés (*roll-back*) ment végbe, amely hatására a mikrolemezeket húzóhatás érvényesült. Így, az Afrika közeledéséből eredő toló- és az óceáni litoszféra szubdukciójából adódó húzóerők eredményeként a terrénumok kelet felé mozogtak, miközben az óra járásával megegyező (Tisia-Dacia), és azzal ellentétes (ALCAPA) forgó mozgást végeztek. Ez a Pannon-medence szin-rift fázisának nevezett tektonikai szakasz a kora-miocénben vette kezdetét

(~20 Ma; szin-rift riolittufa szintek radiometrikus kora). Fennállása során számos tenziós, lokálisan transzteniós feszültségmező követte egymást a Pannon-medence területén (FODOR et al. 1999; MAROS et al. 2004), míg a Mecsekben normálvetős szerkezetalakulás volt jellemző (BERGERAT & CSONTOS 1988; CSONTOS & BERGERAT 1992). A szin-rift periódust követően egy (poszt-)szarmata kompressziós esemény nyomai mutathatók ki, amely a Mecsekben feltehetőleg kiterjedt redőződést és áttolódásos szerkezetalakulást eredményezett (SEBE 2017). Röviddel a kompressziós fázis után kezdetét vette a Pannon-medence poszt-rift fázisra jellemző termális süllyedése, amely során ÉNy–DK-i extenziós/transzteniós karakterű feszültségmező uralkodott (CSONTOS et al. 2002; MAROS et al. 2004; HORVÁTH et al. 2006; SEBE 2017). Az utolsó, és jelenleg is aktív tektonikai fázis, amely a Pannon-medence inverziójához köthető, a késő-pannóniaiában kezdődött (CSONTOS et al. 2002). Ekkor a Nyugat-Mecsek egységes tömbként viselkedett, területén nincs nyoma pannóniai–negyedidőszaki tektonikai aktivitásnak (KONRÁD & SEBE 2010).

Összegezve, a területet ért legfontosabb szerkezetalakulási események a késő-kréta ÉK–DNy-i kompresszió (BENKOVICS et al. 1997), tenziós feszültségmezők és forgó mozgások a kora-miocénben (Pannon-medence szin-rift fázisa; BERGERAT & CSONTOS 1988; CSONTOS & BERGERAT 1992; FODOR et al. 1999; MAROS et al. 2004), (poszt-)szarmata kompresszió (SEBE 2017), poszt-rift termális süllyedés (CSONTOS et al. 2002; MAROS et al. 2004) és a jelenleg is zajló inverzió (CSONTOS et al. 2002; KONRÁD & SEBE 2010).

#### **II.4. ÁSVÁNYOS EREKET ÉRINTŐ EREDMÉNYEK**

A képződményt ért tektonikai hatások nyomait, azaz a BAF ásványos ereit az elmúlt három évtizedben számos szerző vizsgálta. ÁRKAI et al. (2000) 12 eltérő helyről (fúrások és vágatok) származó ereket kalcit-, barit+kvarc- ( $\pm$ kalcit és szulfidásványok) és anhidrit domináns kategóriákba sorolta. Fluidumzárvány-vizsgálatok (TÖRÖK 1994) és H-C-O stabilizotóp-arány elemzések alapján ÁRKAI et al. (2000) szerint a kalcit domináns erek ~70 °C hőmérsékletű, meteorikus szülőfluidumból, míg a barit-kvarc domináns erek ~150 °C hőmérsékletű, magmás eredetű szülőfluidumból váltak ki (az anhidrit domináns erek nem tartalmaztak elegendő karbonátásványt a vizsgálatokhoz). TÖRÖK (1994) által meghatározott végső olvadási hőmérsékletek ( $T_m$ ) alapján egyes, BAT–5 fúrásból származó kalcit-anhidriterek feltehetően két eltérő szalinitású fluidum keveredésével jöttek

létre. A legkisebb  $T_m$  érték  $-17,6$  °C, amely nagy szalinitású ( $20,8\%$   $w\text{NaCl}_{\text{eq}}$ ) oldaltra utal, míg a legkisebb sótartalom  $7,9\%$  ( $w\text{NaCl}_{\text{eq}}$ ). Elsődleges fluidumzárványokban meghatározott  $-23,5$  és  $-39,0$  °C eutektikus hőmérsékletek ( $T_e$ ) alapján ezen erek szülőfluiduma  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$  összetételű oldat volt. Egyéb, a BAT-4 fúrásból származó kalciterek szülőfluiduma azonban egy kisebb sótartalmú ( $2,6-5,6\%$   $w\text{NaCl}_{\text{eq}}$ ) vizes oldat lehetett (TÖRÖK 1994). LENTI et al. (2010) szerint egyes Alfa-1 vágatból származó barit-kalcit erek  $\sim 105$  °C hőmérsékletű,  $3,2-4,3\%$  ( $w\text{NaCl}_{\text{eq}}$ ) sótartalmú vizes oldatból válhattak ki. HRABOVSKI et al. (2017) BAF-2 fúrásból származó erek makroszkópos megjelenését, dőlésszögét, ásványos összetételét és növekedési morfológiáját vizsgálta. Fonatos lefutású, egyenes, kulisszás elrendeződésű és breccsa ér kategóriákat határozott meg, amelyek átlagos dőlésszöge  $42^\circ$ ,  $70^\circ$ , valamint  $22^\circ$  (a breccsa erek dőlésszögének meghatározására nem volt lehetőség). A főbb éralkotó ásványok a kalcit és az anhidrit, amelyek mellett kisebb mennyiségben barit-cölesztin, albit, pirit-kalkopirit és kvarc jelenik meg. Az erek növekedése szin-, anti-, és ataxiális mechanizmusokkal jellemezhető; habár az erekre jellemző szövet gyakran igen összetett, amely esetekben az említett, széles körben elfogadott érnövekedési morfológiák (RAMSAY & HUBER 1983; BONS 2000; BONS et al. 2012) nem alkalmazhatók.

### III. MINTÁK ÉS ALKALMAZOTT MÓDSZEREK

#### III.1. MINTAGYŰJTÉS

A fúrások teljes maganyagának áttekintését követően a BAF–2 fúrásból 56 db, a BAT–4 fúrásból 21 db, míg a Delta–3 fúrásból 11 db fúrómag mintát gyűjtöttem (III.1 táblázat). A BAF–2 fúrás talpmélysége 913,6 m. A fúrás által harántolt képződmény vastagsága 904,5 m (9,1–913,6 m). A begyűjtött minták 74,3–899,2 m mélységből származnak, amely a feltárt vastagság 91%-át képviseli. A BAT–4 fúrás talpmélysége 1200,0 m. A fúrás által harántolt BAF vastagsága 660,1 m (539,9–1200,0 m). A vizsgált minták 668,0–1188,9 m mélységből származnak, amely a feltárt vastagság 79%-a. Az Alfa–1 vágatból indított Delta–3 fúrás talpmélysége 245,9 m. A fúrás által feltárt BAF vastagsága 245,9 m. A begyűjtött fúrómagok 9,7–194,5 m mélységből származnak, amely a feltárt tartomány 75%-ának felel meg.

Fúrás	Minta-azonosító	Fúrás mélységköz (m)	
		Szakasz kezdete	Szakasz vége
BAF–2	BAF–2_074	74,34	74,45
BAF–2	BAF–2_224	224,90	224,94
BAF–2	BAF–2_225	225,33	225,40
BAF–2	BAF–2_251	251,56	251,73
BAF–2	BAF–2_283	283,90	284,14
BAF–2	BAF–2_284	284,28	284,80
BAF–2	BAF–2_295	295,73	295,83
BAF–2	BAF–2_331	331,24	331,56
BAF–2	BAF–2_340	340,83	341,00
BAF–2	BAF–2_356	356,92	357,12
BAF–2	BAF–2_360	360,29	360,45
BAF–2	BAF–2_478	478,80	478,90
BAF–2	BAF–2_500	500,65	500,85
BAF–2	BAF–2_519	519,57	519,82
BAF–2	BAF–2_536	536,00	536,32
BAF–2	BAF–2_538a	538,40	538,70
BAF–2	BAF–2_538b	538,90	539,05
BAF–2	BAF–2_539a	539,15	539,39
BAF–2	BAF–2_539b	539,41	539,84
BAF–2	BAF–2_542a	542,40	542,58
BAF–2	BAF–2_542b	542,58	542,78
BAF–2	BAF–2_543	543,07	543,26
BAF–2	BAF–2_544	544,23	544,76
BAF–2	BAF–2_547	547,40	547,50
BAF–2	BAF–2_548a	548,40	548,66
BAF–2	BAF–2_548b	548,85	548,90
BAF–2	BAF–2_561	561,58	562,00

Fúrás	Minta-azonosító	Fúrás mélységköz (m)	
		Szakasz kezdete	Szakasz vége
BAF–2	BAF–2_572	572,48	573,08
BAF–2	BAF–2_589	589,92	590,06
BAF–2	BAF–2_594	594,95	595,12
BAF–2	BAF–2_598	598,25	598,45
BAF–2	BAF–2_608	608,32	608,50
BAF–2	BAF–2_617	617,45	617,54
BAF–2	BAF–2_618	618,47	618,57
BAF–2	BAF–2_619	619,60	619,75
BAF–2	BAF–2_622	622,80	622,97
BAF–2	BAF–2_631	631,50	631,65
BAF–2	BAF–2_644a	644,00	644,25
BAF–2	BAF–2_644b	644,91	645,08
BAF–2	BAF–2_650	650,60	650,74
BAF–2	BAF–2_657	657,90	658,05
BAF–2	BAF–2_662	662,10	662,40
BAF–2	BAF–2_664	664,59	664,78
BAF–2	BAF–2_665	665,90	666,03
BAF–2	BAF–2_666	666,72	667,18
BAF–2	BAF–2_667	667,66	667,80
BAF–2	BAF–2_672	672,76	672,89
BAF–2	BAF–2_677	677,31	677,48
BAF–2	BAF–2_720	720,40	720,63
BAF–2	BAF–2_738	738,93	739,15
BAF–2	BAF–2_742	742,93	743,14
BAF–2	BAF–2_760	760,45	760,59
BAF–2	BAF–2_767	767,80	768,00
BAF–2	BAF–2_818	818,45	818,57

(III.1 táblázat. Folytatás a következő oldalon)

Fúrás	Minta- azonosító	Fúrás mélységköz (m)	
		Szakasz kezdete	Szakasz vége
BAF-2	BAF-2_831	831,14	831,30
BAT-4	BAT-4_668	668,30	668,40
BAT-4	BAT-4_703	703,80	703,80
BAT-4	BAT-4_708	708,60	708,70
BAT-4	BAT-4_728a	728,50	728,50
BAT-4	BAT-4_728b	728,80	728,90
BAT-4	BAT-4_842	842,45	842,60
BAT-4	BAT-4_876	876,80	876,90
BAT-4	BAT-4_1124	1124,67	1124,72
BAT-4	BAT-4_1127	1127,50	1127,60
BAT-4	BAT-4_1152	1152,20	1152,30
BAT-4	BAT-4_1188	1188,80	1188,90
BAT-4	BAT-4/2_883	883,85	883,90
BAT-4	BAT-4/2_946	946,70	946,77
BAT-4	BAT-4/2_1001	1001,90	1001,92
BAT-4	BAT-4/2_1011	1011,57	1011,70
BAT-4	BAT-4/2_1044	1044,90	1045,00
BAT-4	BAT-4/2_1050	1050,40	1050,52
BAT-4	BAT-4/2_1055	1055,40	1055,45
BAT-4	BAT-4/2_1082	1082,25	1082,30
BAT-4	BAT-4/2_1106	1106,80	1106,85
BAT-4	BAT-4/2_1137	1137,10	1137,20
Delta-3	D-3_9	9,70	9,80
Delta-3	D-3_17	17,80	18,10
Delta-3	D-3_51	51,95	52,25
Delta-3	D-3_67	67,15	67,25
Delta-3	D-3_80	80,05	80,30
Delta-3	D-3_129	129,70	129,80
Delta-3	D-3_162	162,25	162,50
Delta-3	D-3_164	164,10	164,20
Delta-3	D-3_181	181,30	181,37
Delta-3	D-3_183	183,00	183,20
Delta-3	D-3_194	194,45	194,45

*III.1 táblázat. A BAF-2, a BAT-4 és a Delta-3 fúrásokból begyűjtött minták a fúrómagok mélységközének feltüntetésével.*

### III.2. ALKALMAZOTT MÓDSZEREK

A minták petrográfiai leírását 30  $\mu\text{m}$  vastagságú polírozott vékonycsiszolatokon, Olympus BX41 típusú polarizációs mikroszkóppal végeztem. A felvételeket Olympus DP73, illetve UC30 típusú digitális kamerák segítségével készítettem.

A kérdéses ásványokat THERMO DXR Raman mikrospektroszkóppal azonosítottam. A gerjesztő hullámhossz 532 nm, a lézerteljesítmény 10 mW, míg a tüllyukapertúra átmérője 25  $\mu\text{m}$  volt. A Raman spektrumokat a RRUFF adatbázis (<http://rruff.info>) alapján értékeltem.

Mikroszkopikus röntgenfluoreszcencia-térképezést Horiba Jobin Yvonne XGT-5000 röntgenfluoreszcens spektrométerrel végeztem, 30 kV gyorsítófeszültség és 0,5 mA áramerősség mellett.

Katódlumineszcens megfigyeléseket egy Olympus BX43 típusú polarizációs mikroszkópra szerelt Reliotron VII katódlumineszcens berendezéssel hajtottam végre 7 kV gyorsítófeszültség és 0,7 mA áramerősség mellett.

A fluidumzárványok petrográfiai leírását és mikrotermometriai vizsgálatát mindkét oldalán polírozott, 80–100  $\mu\text{m}$  vastagságú csiszolatokon végeztem egy Olympus BX41 típusú polarizációs mikroszkópra szerelt Linkam MDS600 hűthető-fűthető tárgyasztallal. A tárgyasztal kalibrációja szintetikus fluidumzárványokkal,  $-56,6\text{ }^\circ\text{C}$  [ $T_m(\text{CO}_2)$ ],  $0,0\text{ }^\circ\text{C}$  [ $T_m(\text{H}_2\text{O})$ ] és  $374,0\text{ }^\circ\text{C}$  [ $T_h(\text{H}_2\text{O})$ ] hőmérsékleten történt. A fluidumzárványok részletes petrográfiai leírását GOLDSTEIN & REYNOLDS (1994) által javasolt kritériumoknak megfelelően készítettem. Homogenizációs hőmérsékleteket ( $T_h$ ) fokozatos fűtés mellett határoztam meg, az összes zárványt ellenőrizve a  $2\text{ }^\circ\text{C}$ -os lépcsők között. A végső jégolvadási hőmérsékleteket [ $T_m(\text{Ice})$ ] gőzfázis jelenlétében határoztam meg. Mind a  $T_h$ , mind a  $T_m(\text{Ice})$  értékeket a GOLDSTEIN & REYNOLDS (1994) által javasolt ciklusos (*cycling*) technikával mértem. A sótartalmat  $T_m(\text{Ice})$  adatokból határoztam meg a BODNAR (1993) által bemutatott összefüggés alapján és tömeg% NaCl-egyenértékben adtam meg. Az egyfázisú fluidumzárványok mesterséges nyújtását fokozatos fűtéssel értem el,  $290\text{ }^\circ\text{C}$  maximális hőmérséklet mellett. Az eutektikus hőmérsékletek ( $T_e$ ) meghatározását, illetve a zárványokat alkotó fázisok kis hőmérsékletű Raman mikrospektroszkópiás elemzését a fluidumzárványok kis mérete nem tette lehetővé. A fluidumzárványok gőz fázisának területarányát 2D-s mikroszkópi felvételeken határoztam meg az ImageJ 1.53g szoftver segítségével, következésképp a bemutatott értékek nem tekinthetők valós térfogatarányoknak ( $\varphi_v$ ). A petrográfiai és katódlumineszcens megfigyelések, valamint a Raman



elemzések, a röntgenfluoreszcencia-térképezés és a fluidumzárvány-vizsgálatok a Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Közöttani Tanszékén készültek.

Elektronmikroszkópos vizsgálatok egy Hitachi S-4700 típusú pásztázó elektronmikroszkóppal (SEM) és egy Bruker (Röntec) QX2 típusú energiadiszipatív röntgenspektrométerrel (EDS), 15–20 kV és 10  $\mu$ A mérési paraméterek mellett történtek a Szegedi Tudományegyetem Természettudományi és Informatikai Karán.

Éralkotó ásványokból és mellékkőzetből származó furadékminták C ( $n=22$ ), O ( $n=22$ ) és S ( $n=8$ ) stabilizotóp-arány mérései a Magyar Tudományos Akadémia (MTA) Atommagkutató Intézetében (ATOMKI) készültek Thermo Finnigan DELTA<sup>plus</sup>XP típusú stabilizotóp-arány mérő tömegspektrométerrel Fisons NA1500 NCS elemanalizátor ( $\delta^{13}\text{C}$  és  $\delta^{34}\text{S}$  mérések) és nagy hőmérsékletű konverziós elemanalizátor ( $\delta^{18}\text{O}$  mérés) segítségével. Az eredmények V-PDB, V-SMOW és V-CDT sztenderdekhez viszonyított  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  és  $\delta^{34}\text{S}$  értékeként vannak kifejezve, amelyek esetében  $\delta$  (‰) =  $R(\text{minta}/R_{\text{szttenderd}} - 1) \times 1000$  és  $R = {}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}$ ,  ${}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}$  és  ${}^{34}\text{S}/{}^{32}\text{S}$ . A mérések pontossága 0,08‰ ( $\delta^{13}\text{C}$ ), 0,1‰ ( $\delta^{18}\text{O}$ ) és 0,4‰ ( $\delta^{34}\text{S}$ ).

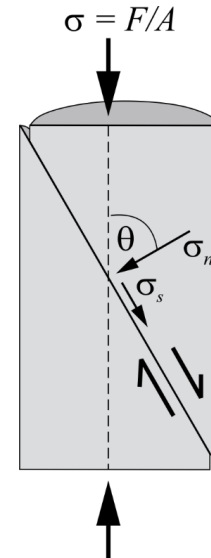
### **III.3. A REPEDÉSEK ÉS KITÖLTÉSÜK VIZSGÁLATÁNAK MÓDSZERTANI ALAPJAI**

#### **III.3.1. A FESZÜLTSGMEZŐ**

A törések és ezáltal az ásványos erek kialakulásának megértéséhez tisztában kell lennünk a földkéregben uralkodó feszültségmező, illetve az alakváltozás alapvetéseivel. A III.3.1. és III.3.2. fejezetekben egy rövid betekintést nyújtok a témakörbe egyaránt külföldi (RAMSAY & HUBER 1987; TWISS & MOORES 1992; PASSCHIER & TROUW 2005; VAN DER PLUJIM & MARSHAK 2004; FOSSEN 2010; GUDMUNDSSON 2011) és hazai (CSONTOS 1998; FODOR 2010; VÁSÁRHELYI 2016) szakirodalom alapján.

A lemeztektonikai elméletnek megfelelően (pl. WEGENER 1912; DIETZ 1961; HESS 1962; WILSON 1966) a litoszférát alkotó tektonikai lemezek mozognak. Ennek következtében a kőzetek alakja és helyzete változik, azaz deformálódnak. A kőzetek deformációja a földkéregben uralkodó erővel van összefüggésben, amelyek mértékét felületegységre normalva adjuk meg. Az adott felületegységre ható erőt ( $F/A$ ) feszültségnek ( $\sigma$ ) nevezük, amely mértékegysége a pascal ( $\text{Pa} = \text{N}/\text{m}^2$ ). A feszültség iránnyal és nagysággal rendelkezik, így vektorként írható le, amely nagysága az adott felület orientációjától függ. Egy tetszőleges orientációjú síkra ható feszültség nem feltétlenül merőleges az adott

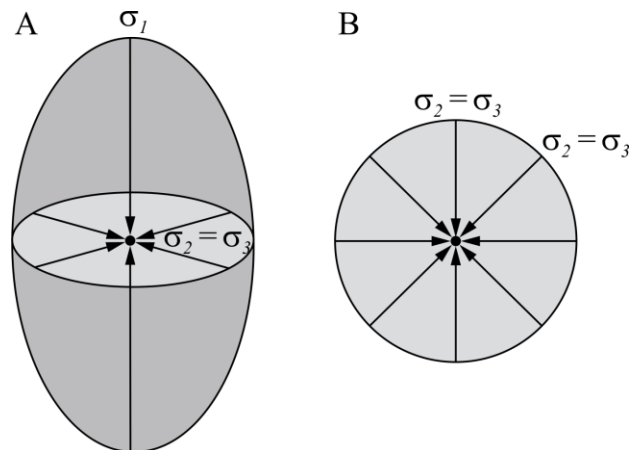
síkra, azonban, mivel a feszültség vektorként értelmezhető, így az komponenseire bontható: síkra merőleges normálfeszültségre ( $\sigma_n$ ) és síkkal párhuzamos nyírófeszültségre ( $\sigma_s$ ; III.3.1.1 ábra). A kőzet egy tetszőleges pontjában uralkodó feszültség mértékét nem elegendő egyetlen vektorral megadni, hiszen az adott ponton áthaladó síkok eltérő feszültségvektorokkal rendelkeznek.



III.3.1.1 ábra. A síkra ható feszültségvektor ( $\sigma$ ) felbontható a síkra merőleges normál- ( $\sigma_n$ ) és a síkkal párhuzamos nyírófeszültségre ( $\sigma_s$ ).  $\theta$  –  $\sigma$  és  $\sigma_n$  által bezárt szög.

Az adott ponton áthaladó minden síkon uralkodó feszültség definiálja az adott pontra jellemző feszültségmezőt. Mivel a feszültségek mértéke síkonként eltérő, így a vektorokat három dimenzióban körberajzolva egy forgási ellipszoidot kapunk. Más szavakkal, a forgási ellipszoid megadja az adott

ponton áthaladó bármely síkon uralkodó feszültség mértékét. Az ellipszoid három, egymásra merőleges tengelyét főfeszültségeknek nevezük. A főfeszültségek olyan kitüntetett síkokat reprezentálnak, amelyeken, orientációjukból adódóan nem ébred nyírófeszültség. A főfeszültségeket mértéküknek megfelelően  $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$  jelölésekkel látjuk el (III.3.1.2 ábra). Ebből adódóan a pontban uralkodó feszültséget a rá érvényes feszültségmező három



III.3.1.2 ábra. A – A feszültségmező egy forgási ellipszoid, melynek tengelyei a főfeszültségek ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2 = \sigma_3$ ). B – A forgási ellipszoid fentről nézve kör.

főtengelyének nagyságával és orientációjával jellemezhetjük.

Egy  $1 \text{ m}^2$  felületű,  $2 \text{ km}$  magas, átlagos sűrűségű kőzetoszlop alatt uralkodó litosztatikus feszültség a következők szerint alakul: a kőzetoszlop felülete ( $A$ )= $1 \text{ m}^2$ , a kőzetoszlop magassága ( $h$ )= $2 \text{ km} = 2 \times 10^3 \text{ m}$ , így a kőzetoszlop térfogata ( $V$ )= $A \times h = 1 \times 2 \times 10^3 \text{ m}^3$ . A földkéreg átlagsűrűsége ( $\delta$ )= $2,7 \text{ g/cm}^3 = 2,7 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ , azaz a kőzetoszlop tömege ( $M$ )= $V \times \delta = 2 \times 10^3 \times 2,7 \times 10^3 = 5,4 \times 10^6 \text{ kg}$ . A gravitációs gyorsulás

(g)=9,822 m/s<sup>2</sup>≈10 m/s<sup>2</sup>, tehát az erő (F)=M×g=5,4×10<sup>6</sup>×10=54×10<sup>6</sup> N. Ebből adódóan a feszültség (σ)=F/A=54×10<sup>6</sup>/1=54×10<sup>6</sup> N/m<sup>2</sup>=54×10<sup>6</sup> Pa=54 MPa. Az így számított feszültséget függőleges főfeszültségnek (σ<sub>v</sub>) nevezzük. A Poisson-tényező (ν) megadja, hogy az adott anyag nyomás (vagy húzás) hatására milyen mértékben tágul (vagy zsugorodik) a nyomásra (vagy húzásra) merőleges irányban. A közetek ν értéke jellemzően a 0,25–0,33 tartományon belül van. σ<sub>v</sub> ismeretében ν segítségével meghatározható a vízszintes főfeszültség (σ<sub>h</sub>) mértéke a következő egyenlet alapján:

$$\sigma_h = \left( \frac{\nu}{1-\nu} \right) \sigma_v \quad (1)$$

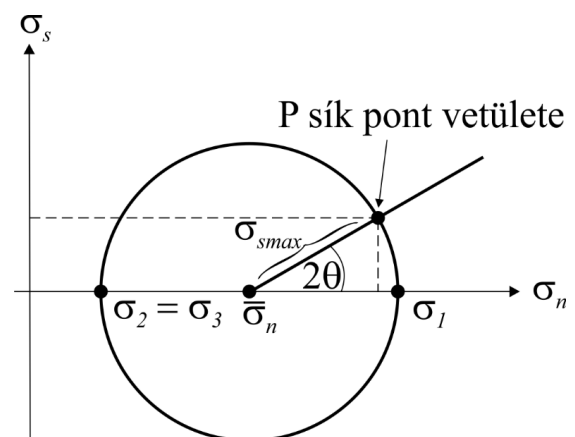
Eszerint a vízszintes feszültség értéke lényegesen kisebb, fele-harmada a függőleges feszültségnek. A példában ν=0,3 értéket alkalmazva σ<sub>h</sub>=23,14 MPa. Ebben az esetben a 2 km mélységben uralkodó feszültségmező legnagyobb tengelye a függőleges feszültség (σ<sub>1</sub>=σ<sub>v</sub>), míg vízszintes tengelyeinek értéke kisebb, azonban megegyező (σ<sub>2</sub>=σ<sub>3</sub>=σ<sub>h</sub>).

Annak érdekében, hogy a vizsgált ponton áthaladó bármely síkon uralkodó feszültség mértékét meghatározzuk, grafikus megközelítést kell alkalmaznunk. A Mohr-kör a normál- és a nyírófeszültség derékszögű koordináta-rendszerében ábrázolja a feszültségmezőt, azaz egy feszültség alatt álló test bármely síkjában uralkodó σ<sub>n</sub> és σ<sub>s</sub> értékeket. Minden egyes pont a körön különböző síkokon uralkodó feszültséget reprezentál. Ebből adódóan a Mohr-kör koordinátái megadják az adott ponton áthaladó tetszőleges síkban ébredő σ<sub>n</sub> és σ<sub>s</sub> párokat. A Mohr-kör középpontja:

$$\bar{\sigma}_n = \frac{1}{2}(\sigma_1 + \sigma_3), \quad (2)$$

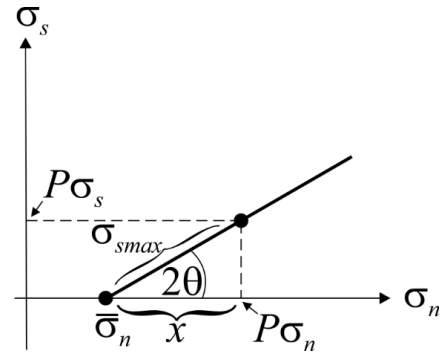
míg a Mohr-kör sugara (III.3.1.3 ábra):

$$\sigma_{smax} = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3) \quad (3)$$



III.3.1.3 ábra. A Mohr-kör. Egy tetszőleges P sík vetülete egy pont a Mohr-körön, amely koordinátái segítségével meghatározható a P síkon uralkodó normál- és nyírófeszültség.

A példában  $\overline{\sigma}_n$  értéke 38,57 MPa, míg  $\sigma_{smax}$  értéke 15,43 MPa. Egy tetszőlegesen választott P sík dőlésszöge  $15^\circ$ , amely normálisa és a legnagyobb főfeszültség által bezárt szög ( $\theta$ ) szintén  $15^\circ$ .  $\overline{\sigma}_n$ ,  $\sigma_{smax}$  és  $\theta$  ismeretében szögfüggvények segítségével kiszámítható a P síkon uralkodó normál- és nyírófeszültség ( $P\sigma_n$ ,  $P\sigma_s$ ; III.3.1.4 ábra):



III.3.1.4 ábra. A P síkon uralkodó normál- ( $P\sigma_n$ ) és nyírófeszültség ( $P\sigma_s$ ) kiszámítható  $\overline{\sigma}_n$ ,  $\sigma_{smax}$  és  $\theta$  ismeretében.

$$P\sigma_n = \overline{\sigma}_n + x, \quad (4)$$

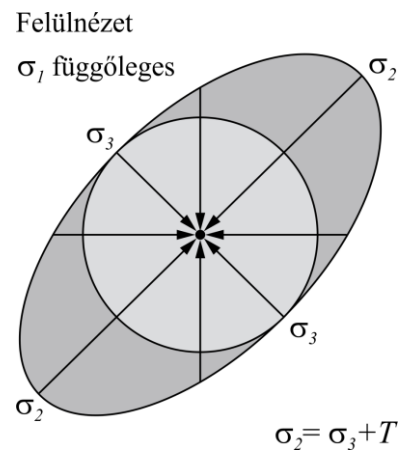
ahol:

$$x = \cos 2\theta \times \sigma_{smax} \quad (5)$$

$$P\sigma_s = \sin 2\theta \times \sigma_{smax} \quad (6)$$

A  $15^\circ$  dőlésszögű P síkon uralkodó normál feszültség  $P\sigma_n=51,93$  MPa, míg a síkon uralkodó nyírófeszültség  $P\sigma_s=7,72$  MPa. A P síkon uralkodó feszültségvektor ( $\sigma_P$ )  $P\sigma_n$  és  $P\sigma_s$  ismeretében határozható meg:

$$\sigma_P^2 = \sigma_n^2 + \sigma_s^2 \quad (7)$$



III.3.1.5 ábra. A feszültségmező felülnézetből ÉK–DNy irányú tektonikai kompresszió esetén.  $T$  – tektonikai feszültség.

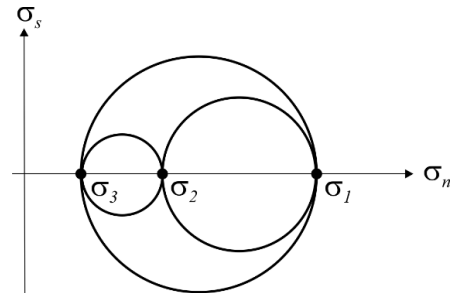
Ennek értelmében a P síkon uralkodó feszültségvektor mértéke 52,50 MPa. Az idáig bemutatott minta abban az esetben érvényes, ha tektonikai feszültség összetevője nincs az adott feszültségmezőnek.

Amennyiben a kőzetoszlop tömegéből adódó feszültséghez tektonikai feszültség társul, a feszültségmezőt reprezentáló forgási ellipszoid alakja megváltozik, vízszintes tengelyei eltérő értéket vesznek fel. Egy feltételezett ÉK–DNy irányú kompresszió eredményeként a korábbi vízszintes feszültséghez ( $\sigma_h$ ) hozzáadódik a tektonikai feszültség értéke, ugyanakkor a hatás az ÉNy–DK-i feszültségvektorokra nem érvényes (III.3.1.5 ábra). Eredményül a főfeszültség síkok száma az eddigi egy vízszintes és az összes függőleges síkról háromra csökken. Mivel az ÉK–DNy-i főfeszültség

megnövekedett, jelölése  $\sigma_3$ -ról  $\sigma_2$ -re módosul (8. egyenlet), míg, mivel az ÉNy–DK-i főfeszültség változatlan, így jelölése továbbra is  $\sigma_3$ .

$$\sigma_2 = \sigma_3 + T, \quad (8)$$

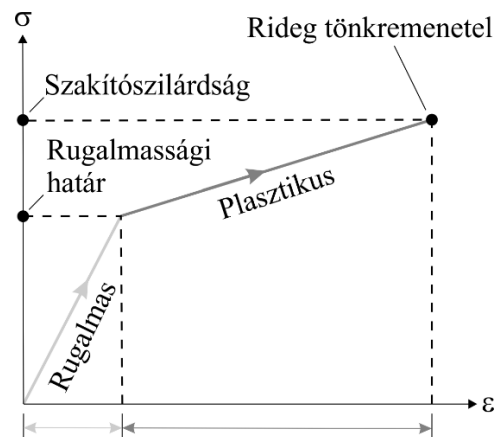
ahol  $T$  a tektonikai feszültség. Ebben az esetben a feszültségmezőt három Mohr-körrel tudjuk ábrázolni (III.3.1.6 ábra). A  $\sigma_1$ – $\sigma_2$  Mohr-kör segítségével a  $\sigma_3$  tengely körül „forgatható” síkok normál- és nyírófeszültségei határozhatók meg, míg a  $\sigma_1$ – $\sigma_3$  Mohr-kör a  $\sigma_2$ , a  $\sigma_2$ – $\sigma_3$  Mohr-kör pedig a  $\sigma_1$  forgástengelyű síkok esetében alkalmazható.



III.3.1.6 ábra. A feszültségmező képe a kőzetoszlop terheléshez adódó tektonikai feszültség esetén három Mohr-kör.

### III.3.2. AZ ALAKVÁLTOZÁS

Amennyiben a kőzettesten uralkodó feszültség növekszik, úgy a kőzet alakváltozást szenved, deformálódik. Megkülönböztethetünk rugalmas (*elastic*), plasztikus (*plastic*) és rideg (*brittle*) deformációs tartományokat, melynek személtetésére anyagtól és külső körülményektől függő feszültség-alakváltozás görbéket alkalmazhatunk (III.3.2.1 ábra).



III.3.2.1 ábra. Idealizált feszültség-alakváltozás görbe FOSSEN (2010) nyomán. Amint a feszültség mértéke eléri az anyagra jellemző rugalmassági határt, az alakváltozás rugalmasról plasztikusra vált, míg a szakítószilárdság elérését követően rideg deformáció jellemző.

Rugalmas alakváltozásról akkor beszélhetünk, ha az alakváltozást kiváltó feszültségmező megszűnését követően az anyag visszanyeri eredeti alakját. A rugalmas alakváltozást a Hooke-törvény segítségével jellemezhetjük, amely kimondja, hogy az alakváltozás ( $\varepsilon$ ) és a feszültség ( $\sigma$ ) között egyenes arányosság van:

$$\sigma = E \times \varepsilon, \quad (9)$$

ahol  $E$  a rugalmassági modulus (vagy Young-modulus), amely az adott anyag merevségéről nyújt információt.

Abban az esetben, ha a feszültség tovább növekszik, úgy elérve az adott anyagra jellemző rugalmassági határt, az maradandó alakváltozást szenved, folytonosságának megőrzése mellett plasztikusan deformálódik. Plasztikus deformáció során a kristályok rácsszerkezete a feszültség hatására módosul: egyes rácsrészek adott szöggel átbillenhetnek ikerlemezeket hozva létre (*deformation twinning*); vagy a kristályrácsban lévő hibák (hiányzó vagy többlet pontok és vonalak/diszlokációk) elmozdulnak, átrendeződnek, a kristályok széleihez érve megszűnnek (*dislocation creep*). Plasztikus deformációs folyamatokhoz sorolhatjuk továbbá a szemcseléptékű diffúziós folyamatokat (*diffusion creep*) is.

Amennyiben a feszültség eléri az anyagra jellemző szakítószilárdság értékét, úgy az anyag folytonossága megszakad, rideg alakváltozást szenved. Rideg alakváltozási mechanizmusok közé tartozik a törés (*fracturing*) és a súrlódással együtt járó csúszás (*frictional sliding*). Konzolidálatlan, kissé konzolidált üledékek szemcséi elgördülhetnek (*grain rotation*) és elcsúszhatnak egymáson (*frictional grain boundary sliding*), amelyet együttesen szemcefolyásnak (*granular flow*) nevezünk. További rideg deformációs mechanizmus a kataklázis (*cataclasis*), amely törés, rotáció és súrlódással társuló csúszás együttes eredménye.

Az alakváltozási mechanizmust a feszültség mértéke mellett számos tényező befolyásolja. Az egyik tényezőcsoportot az adott anyag mechanikai tulajdonságai (pl. Young-modulus, Poisson-tényező, szakító-, nyomó- és nyírószilárdság) alkotják, amelyeket kőzetek esetében olyan paraméterek határoznak meg, mint az ásványos összetétel, a szemcseméret, a porozitás, az irányítottság (anizotrópia), a mállottság, a kristályszerkezetben található fluidum vagy a szemcsék kapcsolatának minősége, mértéke stb. Az alakváltozásra mindemellett külső körülmények is hatással vannak, amelyek közé tartozik a környezeti feszültség, a hőmérséklet, a fluidumtartalom, és a deformáció sebessége. Növekvő környezeti feszültség nagyobb rugalmassági határt és szakítószilárdságot eredményez, azaz a kőzet nagyobb mértékű feszültség eredményeként deformálódik rideg mechanizmusok által, tehát a rugalmas és plasztikus folyamatok szélesebb tartományban dominálnak. A hőmérséklet emelkedése az anyagok rugalmassági határának csökkenését eredményezi, amely hatására az anyag kisebb feszültséget képes elviselni maradandó alakváltozás nélkül, tehát könnyebben plasztikussá válik. A fluidumtartalom növekedése a hőmérséklethez hasonló szerepet tölt be, vagyis csökkenti a rugalmassági határértéket,

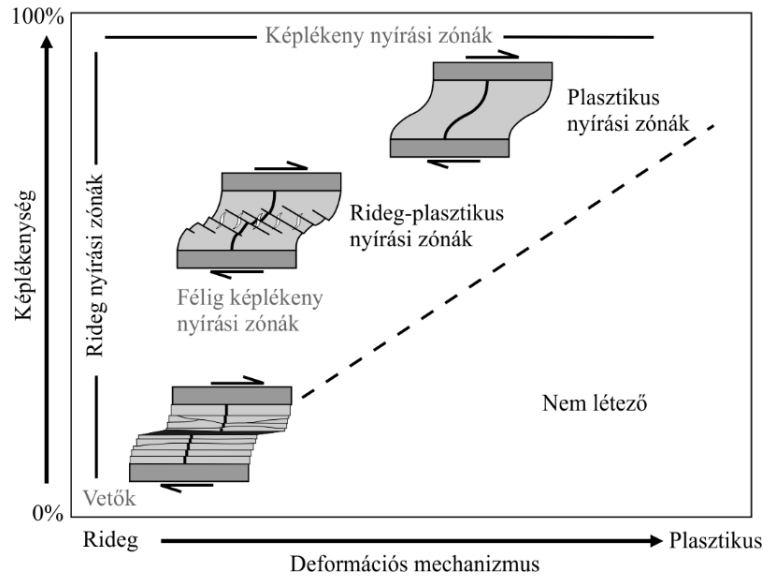
azaz elősegíti a plasztikus deformációs folyamatokat. További fontos tényező az alakváltozás sebessége, amely növekedésével a deformáció a rideg tartomány felé tolódik, míg csökkenésével plasztikus folyamatok kerülnek előtérbe.

Mindebből adódóan a földkéreg sekélyebb régióiban (kisebb környezeti feszültség és hőmérséklet) rideg, míg mélyebben plasztikus alakváltozási mechanizmusok dominálnak. A váltást rideg-plasztikus átmenetnek (*brittle-plastic transition*) nevezzük. Mivel ez a határ különböző ásványonként eltérő mélységben található (pl. kvarc: 10–12 km, földpát: 20–30 km, olivin: ~50 km; FOSSEN 2010), a közettestben általában széles átmeneti zóna alakul ki, ahol mindkét deformációs tartományra jellemző mechanizmusok egyaránt működnek. Az, hogy melyik folyamat meghatározó az alakváltozásban számos, fent említett tényezőtől függ.

A bemutatott deformációs tartományok (rugalmas, plasztikus, rideg) mellett különböző deformációs stílusokról is beszélhetünk. Ilyen a képlékeny, vagy a törés deformáció. Képlékeny (*ductile*) alakváltozás során az anyag folytonossága makro- és mezoléptékben vizsgálva nem szakad meg. Így tehát a közettest alakja vagy mérete folytonosan változik az anyag rugalmassági határát meghaladó, tartósan fennálló feszültség eredményeként. Az alakváltozásért olyan mikroléptékű, egyaránt rideg és plasztikus deformációs mechanizmusok lehetnek felelősek, mint a szemcefolyás, a kataklázis, a diszlokációvándorlás (*dislocation creep*), vagy a szemceléptékű diffúziós tömegvándorlás (*diffusion creep*). Töréses (*brittle*) deformáció alkalmával az anyag folytonossága makroszkópos léptékben megszakad. A töréses stílus tehát rideg alakváltozási mechanizmusok jelenlétét tükrözi, amelyek a közettestet ért rugalmas és plasztikus alakváltozást követően jelentkeznek. Összességében tehát megkülönböztethetünk töréses stílusú rideg mechanizmusú, képlékeny stílusú rideg mechanizmusú, valamint képlékeny stílusú plasztikus mechanizmusú deformációt.

Képlékeny stílusú szerkezeti elemek közé tartoznak például a redők, a (kőzet)hurkák (*boudin*), egyes nyírási zónák és foliációk. A disszertáció tárgyát képező ásványos erek dominánsan töréses deformációhoz kötődnek, azonban egy érgenerációt nyírási zónákban megjelenő hasadékok alkotnak. Ez okból egy rövid betekintést nyújtok a nyírási zónák osztályozásába, ugyanakkor eltekintek további képlékeny szerkezeti elemek bemutatásától. A nyírási zónák olyan szerkezeti elemek, amelyekben lokalizált sávokban, diszkrét síkoknál szélesebb tartományban elmozdulás történik, ezáltal deformáltságuk mértéke jóval meghaladja a környező kőzetét. A deformáció, és ezáltal az oldalirányú elmozdulás,

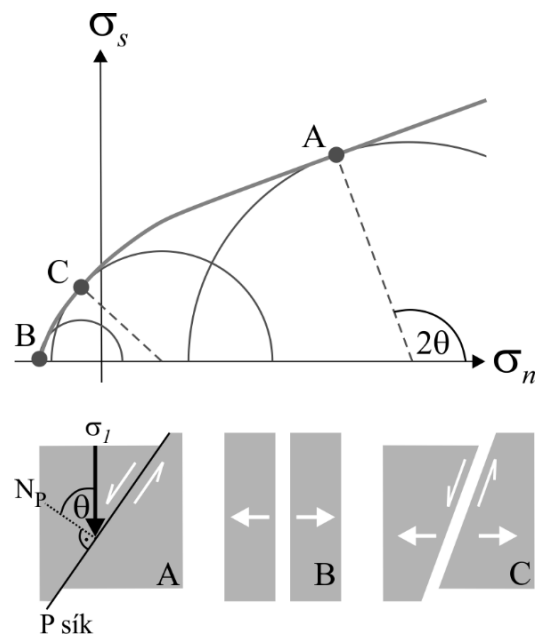
előrehaladtával a zónák szélessége növekszik. A nyírási zónák tartalmazhatnak olyan alkotórészeket, amelyek plasztikusan, míg mások ridegen deformálódnak azonos körülmények között. Így megkülönböztethetünk olyan zónákat, amelyekre tisztán rideg (*brittle or frictional shear zone*), tisztán plasztikus



III.3.2.3 ábra. Nyírási zónák osztályozása FOSSEN (2010) nyomán.

(*plastic shear zone*) vagy mindkét (*brittle-plastic shear zone*) deformációs tartomány együttesen jellemző (III.3.2.3 ábra). Ugyan egy diszkrét sík, amely mentén elmozdulás történik túlságosan vékony, hogy zónának nevezzük, jóllehet egy fejlett vető a rideg nyírási zónák szélső tagjának tekinthető.

A törések típusa és orientációja a feszültségmezővel áll kapcsolatban. Amennyiben a kőzetben uralkodó feszültségmezőt ábrázoló Mohr-kör kompressziós feszültségmezőben ( $\sigma_n > 0$ ) érinti az adott kőzetre jellemző burkológörbét, amely a kőzet törésének előidézéséhez szükséges értékű nyíró- és normál feszültség párokat reprezentálja, úgy nyírással eredetű törések (*shear fractures*) jönnek létre (III.3.2.4A ábra). A Mohr-kör és a törési burkológörbe érintkezésének pontja megadja a törés síkjának normálisa és a legnagyobb főfeszültség által bezárt szög ( $\theta$ ) kétszeresét, amely alapján meghatározható a sík orientációja. Mivel a Mohr-kör két pontban érinti a görbét, így ellentétes nyírással konjugált párok jönnek létre. A síkok mentén nem történik felnyílás, a törés tiszta nyírásként jelentkezik.



III.3.2.4 ábra. A Mohr-kör helyzete (A) nyírással-, (B) szakítással-, és (C) hibrid eredetű törések esetén BONS et al. (2012) nyomán. A fehér nyilak az elmozdulás irányát jelölik.  $N_p$  a P sík normálisa.  $\theta$  – a törés síkjának normálisa és a legnagyobb főfeszültség által bezárt szög.

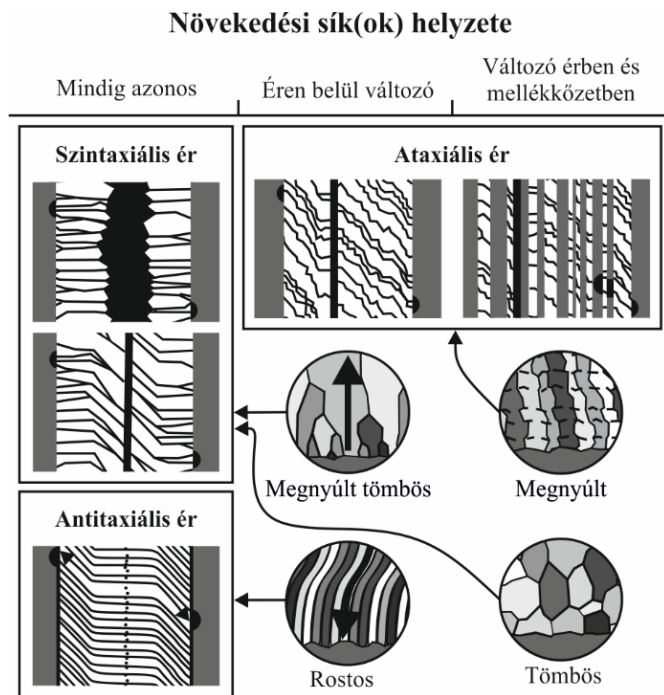


Abban az esetben, ha a Mohr-kör tenziós feszültségmezőben ( $\sigma_n < 0$ ), egyetlen pontban érinti a burkológörbét, úgy szakításos eredetű törések (*extensional fractures*) keletkeznek (III.3.2.4B ábra). A kialakuló törések síkja mentén nem ébred nyírás, azonban a felületre merőlegesen az anyag szakítószilárdságával ( $T_0$ ) megegyező mértékű húzás igen. A síkok párhuzamosak a legnagyobb főfeszültséggel ( $\sigma_1$ ), míg merőlegesek a legkisebb főfeszültségre ( $\sigma_3$ ). Amennyiben a Mohr-kör tenziós feszültségmezőben két ponton érinti a burkológörbét, úgy hibrid törések (*hybrid or mixed-mode fractures*) keletkeznek (III.3.2.4C ábra), amelyek esetében húzás és nyírás egyaránt érvényesül. Töréses szerkezeti elemek közé sorolhatjuk a közetréseket, az ásványos ereket, a vetőket és vetőzónákat, a deformációs szalagokat, a sztilolitokat vagy egyes nyírási zónákat stb. (FODOR 2010). Mivel dolgozatomban a tektonikus breccsáknak jelentős szerep jut, így néhány mondatban összefoglalom jellemzőiket. Nagyobb elmozdulások esetén a vetősíkok mentén törésekhez kapcsolódó, általában kis kohézióval rendelkező vetőbreccsák (*fault breccias*) jöhetnek létre. WOODCOCK & MORT (2008) osztályozása alapján ezek a kőzetek 30%-ot meghaladó mennyiségben  $>2$  mm átmérővel rendelkező, szögletes kőzettöredékből (klaszt), finom kőzettörmeléből (mátrix) és szórványos ásványkiválás alkotta cementből állnak. A vetőműködés során a törmelék szemcsék forognak, apróbb darabokra törnek és felületükön karcok keletkeznek. Emellett megkülönböztethetjük a breccsák egy másik típusát, amely egymáshoz és a törések széleihez is visszailleszthető, szögletes kőzettöredékből, és azokat cementáló ásvány(ok)ból áll. Ezen hidraulikus breccsák (*hydraulic breccias*) kialakulása emelkedett fluidumnyomáshoz, hidraulikus repedésekhez köthető (JÉBRAK 1997).

### III.3.3. ÉRNÖVEKEDÉSI MECHANIZMUSOK ÉS ANYAGÁRAMLÁSI FOLYAMATOK

Kutatásom során ásványos erek jellemzőit vizsgáltam, mivel a BAF-ot ért egykori szerkezetalakulási és fluidummigrációs események fizikai-kémiai jellemzőit ezek a szerkezeti elemek rögzítették. Jelen fejezetben az erek szövetének elemzéséhez szükséges ismereteket mutatom be, többek között RAMSAY (1980); RAMSAY & HUBER (1983); BONS (2000, 2001a); HILGERS et al. (2001); HILGERS & URAI (2002); DABI et al. (2009); valamint BONS et al. (2012) munkái alapján.

Az ereket alkotó ásványszemcsék általában sajátos szövetet alkotnak, amely jellemzőit a szemcsék közötti növekedési verseny, vagy annak hiánya határozza meg. A törésekben kiváló szemcsék határai gyakran nem merőlegesen növekednek a törések síkjára, így bizonyos szemcsék növekedésük szempontjából kedvező (*winner grains*), míg más szemcsék kedvezőtlen orientációval rendelkeznek (*loser grains*). Ennek eredményeként egyes szemcsék túlnőhetnek társaikon. A növekedési morfológiák között megkülönböztethetünk szintaxiális, ataxiális, valamint antitaxiális típusokat (III.3.3 ábra). Szintaxiális növekedés során a törésben kiváló ásványszemcsék a törés falai felől annak közepe felé növekednek a mellékkőzet szemcséinek optikailag folytonos továbbnövekedéseként. A növekedési versenynek köszönhetően egyes szemcsék szélesednek, míg mások elvégződnek az érfejlődés során. A kialakult szövet általában szimmetrikus (*bitaxial*), a repedéskitöltést megnyúlt tömbös (*elongate blocky*) kristályok alkotják. Ilyen szövettípus jellemzően törésen belüli advekciónak következtében jön létre. A szintaxiális morfológiájú erek másik csoportját ún. unitaxiális erek alkotják, amelyek kristályai kizárólag a törés egyik fala felől növekednek a másik felé, aszimmetrikus szövetet eredményezve. Amennyiben új kristályok nukleációja folyamatos a repedéscementáció során, a megnyúlt tömbös kristálymorfológia kifejlődése háttérbe szorul, helyette hasonló méretű tömbös (*blocky*) kristályok válnak ki. Ataxiális növekedés során számos repedésképződési és cementálódási esemény megy végbe (*crack-seal mechanism*, részletek a III.3.4. fejezetben). Az egyes repedések teljesen cementálódnak az újabb felnyílások előtt, így növekedési verseny nem lép fel a szemcsék között. A felnyílások jelentkezhetnek az ásványos éren belül, az érmellékkőzet határán, vagy a mellékkőzetben is. Mivel az új repedések helyzete véletlenszerű, nincs tendencia az újonnan kiváló anyagok helyzetében. Eredményül megnyúlt (*stretched*) kristályokból álló szövet jön létre, amely szemcséi fogazott határvonallal érintkeznek, gyakran tartalmazva a



III.3.3 ábra. Érnövekedési mechanizmusok a jellemző szövetek és a növekedési sík(ok) helyzetének feltüntetésével BONS et al. (2012) nyomán.

mellékközetről leszakadt zárványokat (*wall rock inclusions*) sávok formájában (*inclusion bands*, részletek a III.3.4. fejezetben). Az ataxiális növekedésre jellemző anyagtranszport folyamat az advektív fluidumáramlás. Az erek növekedésének harmadik mechanizmusát antitaxiálisnak nevezzük. Ebben az esetben az éralkotó ásványszemcsék a repedések közepe felől (*median zone*) növekednek a repedések szélei felé. A szakirodalomban vitatott ennek magyarázata, két lehetőség körvonalazódik: a) repedésképződés és bezáródás folyamata, amely során rendkívül kisméretű felnyílások és cementálódási események követik egymást, amely eredményeként nem alakul ki növekedési verseny a szomszédos szemcsék között. b) A kristályok növekedése egy szinte zárt felület mentén történik az ér és a mellékkőzet határán. Az ér középzónáját alkotják mellékkőzetzárványok, tömbös-, megnyúlt-, vagy megnyúlt tömbös kristályok, amelyek kezdeti repedésképződés és bezáródás folyamatot jeleznek. Az ér további fejlődése során a kristályok a középzóna szemcséin növekednek tovább. Verseny hiányában a szemcsék nem, vagy csak kismértékben szélesednek növekedésük során és optikailag folytonos rostok formájában ívelnek az érfalak felé. A szemcsék határai gyakran a mellékkőzet egyenetlenségeit követik, amely következtében az ásványrostok kirajzolják a felnyílás pályáját (*opening trajectory*). Abban az esetben, ha a felnyílás nem egyenes, úgy a rostok görbült alakot vesznek fel. Az így kialakuló, görbült kristályokból álló szövet gyakran szimmetrikus, amely nehezen egyeztethető össze a repedésképződés és bezáródás folyamatával (meg-egyező mértékű, egymást követő felnyílások az ér mindkét oldalán), fokozva a fent említett b) lehetőség relevanciáját. Az antitaxiális növekedési morfológia ritkábban a mellékkőzet pórusain keresztül végbemenő advektív (*pervasive flow*), gyakrabban diffúziós anyagáramlási folyamatokhoz köthető. Az érfejlődéshez kapcsolódó anyagáramlás egy további típusát a mozgó hidraulikus törések (*mobile hydrofractures*) képviselik. Ezek működése során a fluidum és a benne oldott anyag a törésekkel egyidejűleg terjed. Ilyen törések elsősorban gyengeségi síkok mentén jelentkeznek, és kialakulásuk emelkedett fluidumnyomáshoz köthető.

### III.3.4. MIKROSZERKEZETEK ÉS KIALAKULÁSUK

A szakirodalomban általában két mikroszerkezeti elemet mutatnak be az erek vonatkozásában (pl. RAMSAY 1980): zárványsávokat (*inclusion bands*) és zárványsorokat (*inclusion trails*). A zárványsávok olyan felületek, amelyek szilárd- és fluidumzárványokból állnak, orientációjuk és alakjuk az erek falát tükrözik (III.3.4.1 ábra; PASSCHIER & TROUW 2005). Mindegyik zárványsáv az adott ér felnyílástörténetének egy periódusát képviseli; és két sáv közötti távolság az egyes felnyílás és bezáródás események szélességét mutatja. A zárványsorok ugyancsak szilárd- és fluidumzárványokból álló felületek, azonban az érfalakra közel merőlegesen helyezkednek el (III.3.4.1 ábra; PASSCHIER & TROUW 2005). Ezek a felületek gyakran összekötik a szomszédos zárványsávok egymáshoz szerkezeti illő alkotóit, ezáltal az erek két falát, amely eredményeként részben vagy teljesen kirajzolják az erek felnyílási pályáit (RAMSAY & HUBER 1983; COX 1987; KOEHN & PASSCHIER 2000; PASSCHIER & TROUW 2005; RENARD et al. 2005). A bemutatott mikroszerkezeti elemek két kialakulási mechanizmusa széles körben elismert: a) repedésképződés és bezáródás (*crack-seal*) mechanizmus és b) folyamatos felnyílás és cementáció.



III.3.4.1 ábra. Szilárd (és folyékony) zárványok alkotta mikroszerkezetek PASSCHIER & TROUW (2005) nyomán. A zárványsorok általában a felnyílási pályával párhuzamosak, míg a zárványsávok a mellékkőzet orientációját tükrözik.

A repedésképződés és bezáródás folyamata egy keskeny hasadék periodikus felnyílása és cementálódása (RAMSAY 1980), amely hidraulikus repedések (HUBBERT & WILLIS 1957) eredményeként jön létre. Emelkedett fluidumnyomás ( $P_f$ ) hatására a kőzet viselkedése megváltozik, a főfeszültségek mértéke a  $P_f$  mennyiségével csökken, amelynek eredményét hatékony feszültségnek ( $\sigma'$ ; *effective stress*; TWISS & MOORES 1992) nevezzük. Más szavakkal, a kőzetre ható feszültségmezőt ábrázoló Mohr-kör méretét megőrizve negatív irányba, azaz kisebb kompressziós feszültségek felé tolódik. Amennyiben a  $P_f$  mértéke eléri a legkisebb főfeszültség ( $\sigma_3$ ) és a kőzet szakítószilárdságának ( $T_0$ ) összegét, repedések keletkeznek. A különbözeti feszültség ( $\sigma_d$ ) mértékétől, azaz a legnagyobb és legkisebb főfeszültség különbségétől ( $\sigma_1 - \sigma_3$ ; Mohr-kör mérete) függően szakításos, nyírásos és hibrid eredetű törések jöhetnek létre (részletek a III.3.2. fejezetben). A törés létrejöttékor a  $P_f$  mértéke lecsökken, amely a fluidum túltelítődését, így a repedés cementálódását eredményezi (VAN DER PLUIJM & MARSHAK 2004). A fluidumáramlási pálya

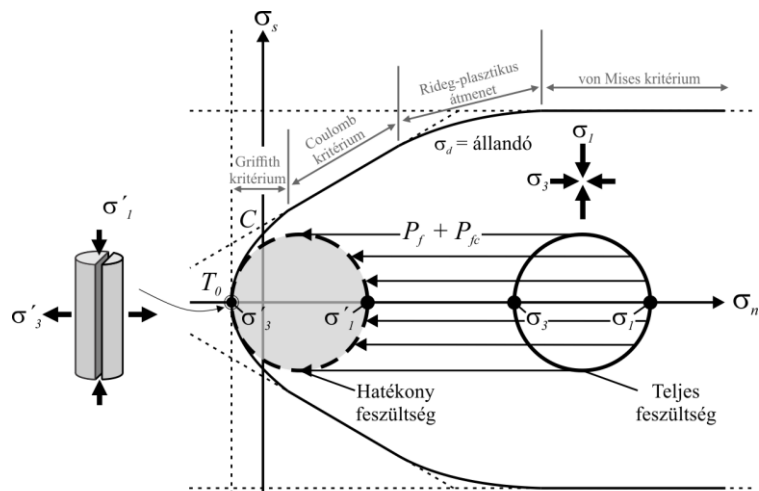
bezáródásával a  $P_f$  növekedni kezd, míg a kőzet ismét eltörik. Ez a sorozat számos alkalommal megismétlődhet. Minden törés esetében, amely az ér és a mellékkőzet határán jelentkezik, mellékkőzetzárványok szakadhatnak le az érfalról és cementálódhatnak a kristályok növekedése során.

Nyitott törés nélküli, folyamatos érfejlődést eredményezhet a kristályosodás által kifejtett erő (*force of crystallisation*; TABER 1916; MEANS & LI 2001; WILTSCHKO & MORSE 2001; HILGERS & URAI 2005; HILGERS et al. 2006). A kristályok növekedése által kifejtett nyomás ( $P_{fc}$ ) hasonló szerepet játszik az erek növekedésében, mint a fluidumnyomás a hidraulikus repedések kialakulásában (III.3.4.2 ábra; WILTSCHKO & MORSE 2001). A  $P_{fc}$  mértéke a (10) egyenletnek megfelelően arányos az oldat túltelítettségével (DEWERS & ORTOLEVA 1990; WILTSCHKO & MORSE 2001):

$$P_{fc} = \left( \frac{RT}{-\Delta V} \right) \ln \Omega, \quad (10)$$

ahol  $R$  az egyetemes gázállandó,  $T$  a hőmérséklet,  $\Delta V$  az oldatban lévő anyag és csapadéka közötti térfogatváltozás, és  $\Omega$  az oldat túltelítettségének mértéke. Ebből adódóan a túltelítettség növekedése a kristályosodás által kifejtett nyomás növekedését eredményezi.

Példaként, egy  $\sim 1,5$  túltelítettségű NaCl oldatból történő kiválás esetén a  $P_{fc}$  elérheti a 135 MPa értéket (DESARNAUD et al. 2016). Ilyen esetekben a szülőfluidum advekcója nem szükséges az erek növekedéséhez, mivel a diffúzió kellően hatékony anyagtranszport folyamat stagnáló fluidumok esetén is (BONS 2000). Rostos megjelenésű kristályok növekedhetnek az ér-mellékkőzet határán mindaddig, amíg a fluidum túltelítettsége eléri a szükséges értéket (WILTSCHKO & MORSE 2001).

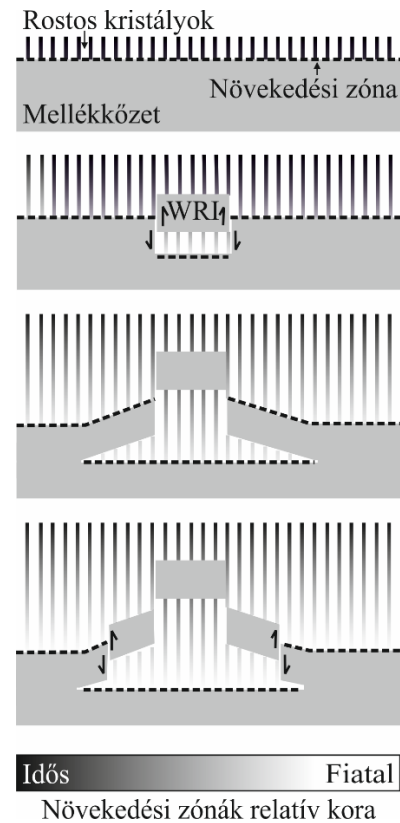


III.3.4.2 ábra. A növekvő fluidumnyomás ( $P_f$ ) és kristályosodás által kifejtett nyomás ( $P_{fc}$ ) hatása a feszültségmezőre és a törések kialakulására. A változatlan méretű Mohr-kör a  $P_f$  és  $P_{fc}$  mértékének megfelelően a  $\sigma_n$  tengely mentén balra tolódik. Amennyiben a hatékony feszültséget reprezentáló Mohr-kör ( $\sigma'$ ) a  $\sigma_n$  tengely mentén egyetlen pontban érinti a törési burkológörbét a Mohr-diagram tenziós (bal) oldalán, szakításos eredetű törések jönnek létre. Abban az esetben, ha nincs jelen tektonikai feszültség, a legnagyobb ( $\sigma_1$ ) és legkisebb ( $\sigma_3$ ) hatékony feszültségek függőleges és vízszintes helyzetűek, amely következtében a törések függőlegesen alakulnak ki.

A növekvő kristályok töredékeket szakíthatnak le a mellékközetről, majd cementálva azokat zárványsávokat és zárványsorokat hozhatnak létre. HILGERS & URAI (2005) rostos erekben megfigyelt mellékközetzárványmikroszerkezetek alapján arra a következtetésre jutottak, hogy az erek az általuk bemutatott „folytonos növekedés” (*constant growth rate*) modell szerint jöttek létre (III.3.4.3 ábra). A tanulmányukban bemutatott mikroszerkezetek legalább részben a kristályosodás által kifejtett nyomás, és nem a klasszikus repedésképződés és bezáródás mechanizmus eredményei.

A zárványsávokhoz és zárványsorokhoz képest kevésbé gyakori, ugyanakkor fölöttébb különleges elemek a kúp-a-kúpban (CIC) mikroszerkezetek. Megjelenésük kis permeabilitású üledékes kőzetek rétegzéssel párhuzamos, rostos szövetű ereiben (*beef veins*) gyakori (COBBOLD et al. 2013). A CIC mikroszerkezetek rostos kristályokból, és általuk cementált, kúp formájú mellékközetzárvány-rendszerek egymásba ékelt sorozatából épülnek fel (KOLOKOL'TSEV 2002). Ilyen típusú erek vízszintesközeli síkok mentén, függőleges értágulási és kristálynövekedési irányokban fejlődnek (SELLES-MARTINEZ 1994; RODRIGUES et al. 2009).

A cementásvány gyakran kalcit, gipsz vagy kvarc; ugyanakkor más ásványok is megjelenhetnek, mivel a rostos morfológia mindössze a kristályok közötti növekedési verseny elfojtásának, hiányának eredménye (BONS 2000; HILGERS et al. 2001). A mellékközetzárványok anyaga általában agyagkő, aleurolit és evaporit, ritkábban karbonát. A CIC szerkezetet először a 19. században írták le (SORBY 1860), azonban kialakulási mechanizmusáról számos koncepció jelent meg az elmúlt évtizedekben, többek között: kiszorításos kristálynövekedés (*displacive crystal growth*; TABER 1916; WOODLAND 1964; FRANKS 1969), aragonit-kalcit átalakulás (TARR 1922), dehidratáció kiváltotta térfogatszugorodás (SHAUB 1937), konvektív hő- és anyagáramlás (KOLOKOL'TSEV 2002), szeizmikus hullámterjedés (ÁBALOS & ELORZA 2011) vagy emelkedett fluidumnyomás okozta



III.3.4.3 ábra. A folytonos növekedés modell HILGERS & URAI (2005) nyomán. A modell szerint rostos kristályok folytonosan növekednek az ér-mellékkőzet határon. Az érfejlődés előrehaladtával azonos kristálytani irányban rostok növekednek a mellékkőzetben. Ez akkor lehetséges, ha a kristályok még a mellékközetzárványok (WRI) leszakadását megelőzően válnak ki. A folyamat során nincs nyírás az egyes ásványrostok között, csupán a mellékkőzet és a leszakadó zárványok határán.

törés (MENG et al. 2017). Mindazonáltal a legtöbb szerző egyetért abban, hogy a szerkezet a korai diagenézis során, gyengén konszolidált üledékekben jön létre rostos kristályok képződésével.

COBBOLD & RODRIGUES (2007) átfogó magyarázatot adtak arról, hogyan válhat a legnagyobb hatékonyfeszültség-vektor vízszintessé, és hogyan fejlődhetnek vízszintes erek tektonikailag inaktív üledékes medencékben. A fluidumtúlnyomásban felépülő vertikális gradiens hatására a pórusfluidum felfelé vándorol. A migrációnak köszönhetően az üledék vázszemcséire szivárgási erők (*seepage forces*) hatnak, amelyek a függőleges hatékony feszültséget a fluidumnyomás mértékével csökkentik a (11) egyenlet szerint (COBBOLD & RODRIGUES 2007):

$$\sigma'_1 = \sigma_1 - P_f \quad (11)$$

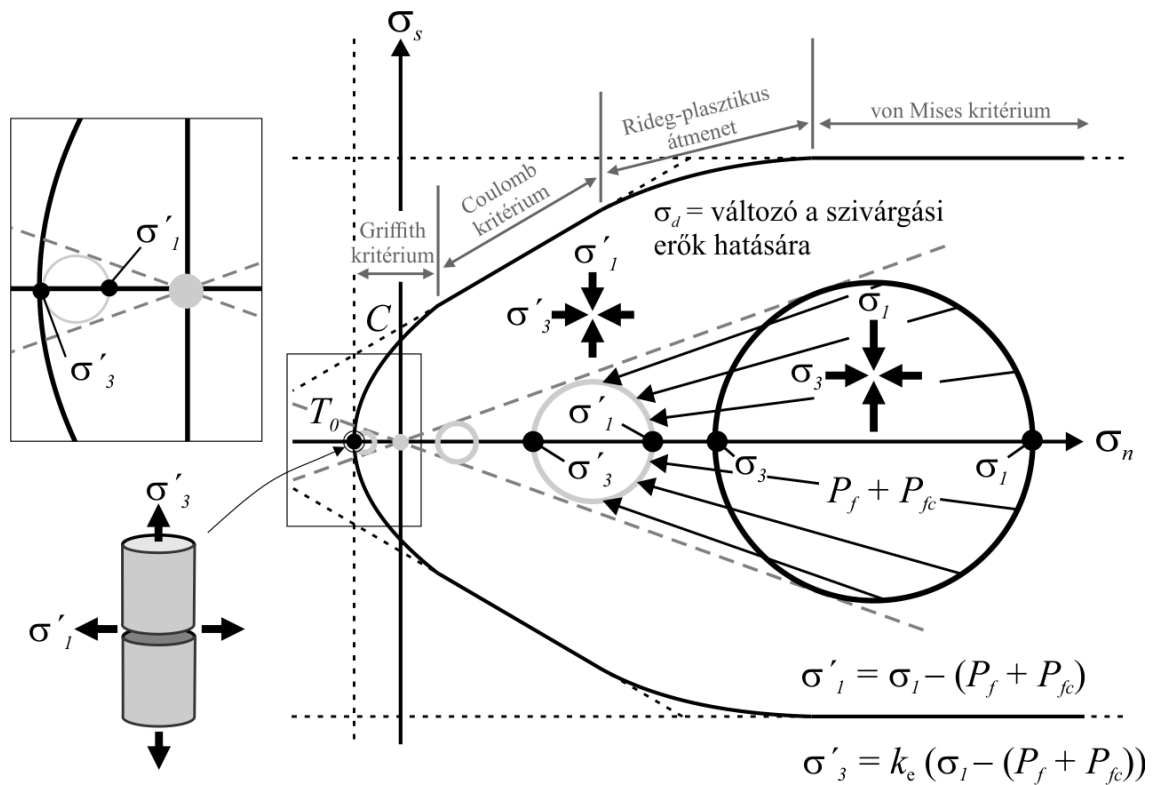
Itt,  $\sigma'_1$  a legnagyobb hatékony feszültség,  $\sigma_1$  a legnagyobb főfeszültség és  $P_f$  a fluidumnyomás. Mivel vízszintes szivárgás nincs jelen, így a szivárgási erők a vízszintes hatékony feszültségre ( $\sigma'_3$ ) nincsenek hatással, ehelyett az a függőleges hatékony feszültséggel arányos a (12) egyenletnek megfelelően (COBBOLD & RODRIGUES 2007 nyomán):

$$\sigma'_3 = \left(\frac{\nu}{1-\nu}\right) \sigma'_1 = \frac{\nu}{1-\nu} (\sigma_1 - P_f), \quad (12)$$

ahol  $\nu$  a Poisson-tényező. Következésképp, növekvő fluidumnyomás esetén a Mohr-kör negatív irányba tolódik a normálfeszültség-tengely mentén és mérete lecsökken. Rétegzéssel párhuzamos, azaz közel vízszintes erek létrejöttéhez szükséges, hogy a Mohr-kör a tenziós mezőben érintse a kőzet törési burkológörbáját. Ez akkor mehet végbe, ha a  $P_f$  mértéke meghaladja a kőzet saját tömegéből adódó nyomást. Ekkor a kőzettestben függőleges széthúzás lép életbe, a korábbi függőleges hatékony feszültség kompressziós típusból tenziósba vált. Más szavakkal, a korábbi  $\sigma'_1$  a legkisebb hatékony feszültséggé ( $\sigma'_3$ ) alakul. Mivel vízszintes szivárgás továbbra sem áll fenn, a vízszintes hatékony feszültség a (13) egyenletben leírt módon arányos a függőleges hatékony feszültséggel, amely jelen esetben az említett  $\sigma'_3$ :

$$\sigma'_1 = \left(\frac{\nu}{1-\nu}\right) \sigma'_3 = \frac{\nu}{1-\nu} (\sigma_1 - P_f), \quad (13)$$

ahol  $\sigma'_1$  a vízszintes hatékony feszültség és  $\sigma_1$  a legnagyobb főfeszültség, amely továbbra is függőleges és a kőzet terheléséből származik. A (13) egyenletről adódóan a vízszintes széthúzás ( $\sigma'_1$ ) kisebb mértékű a függőlegesnél ( $\sigma'_3$ ), továbbá a  $P_f$  emelkedésével kisebb mértékben is növekszik a Mohr-diagram tenziós oldalán, így a különbozeti feszültség, azaz a Mohr-kör mérete is nő. Amikor a  $P_f$  mértéke eléri a vízszintes főfeszültség ( $\sigma_3$ ), illetve a kőzet szakítószilárdságának ( $T_0$ ) összegét ( $P_f = \sigma_3 + T_0$ ), a Mohr-kör egyetlen pontban érinti a kőzet törési burkológörbét, így vízszintes, szakításos eredetű törés keletkezik (III.3.4.4 ábra; COBBOLD & RODRIGUES 2007). A  $P_f$  hasonló módon irányítja a hidraulikus repedések létrejöttét, mint  $P_{fc}$  az erek kialakulását, azaz a külső feszültséggel ellentétes irányban hatnak és csökkentik a hatékony feszültséget. Így amennyiben a kristályok emelkedett fluidumnyomás fennállása esetén növekednek, úgy ésszerű, hogy a két feszültség mértéke kiegészíti egymást.



III.3.4.4 ábra. Vízszintes erek kialakulása emelkedett szivárgási erők jelenlétében COBBOLD & RODRIGUES (2007) nyomán. A hatékony feszültséget reprezentáló Mohr-kör ( $\sigma'$ ) a szivárgási erők, valamint a növekvő fluidumnyomás ( $P_f$ ) és kristályosodás által kifejtett nyomás ( $P_{fc}$ ) eredményeként a Mohr-diagram kompressziós (jobb) oldalán folyamatosan balra tolódik, mérete csökken. A  $P_f + P_{fc}$  további emelkedése növekvő különbozeti feszültséget ( $\sigma_d$ ) eredményez a Mohr-diagram tenziós oldalán. Eredményül a legkisebb hatékony feszültség ( $\sigma'_3$ ) függőlegessé válik.

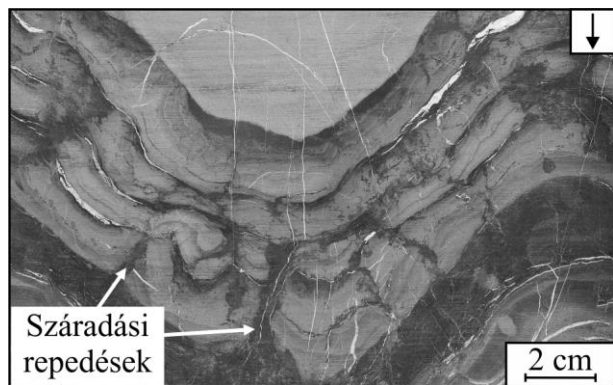


## IV. EREDMÉNYEK

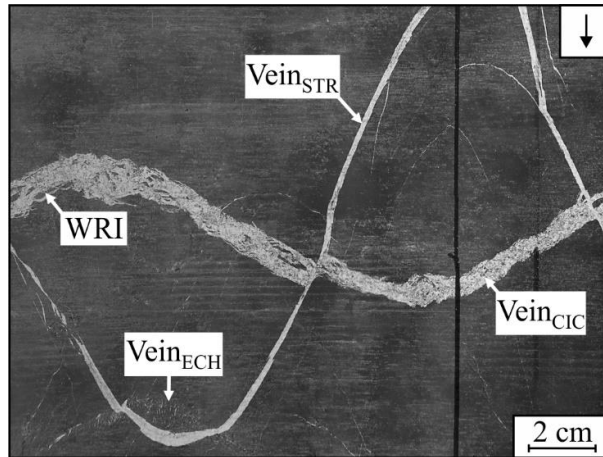
Kutatásom során a BAF–2, a BAT–4 és az Alfa–1 vágatból indított Delta–3 fúrásokból származó kőzetmintákat vizsgáltam. A mellékkőzet petrográfiai jellemzőit összefoglalva, míg a megismert ásványos ereket fúrásokra bontva mutatom be. Geokémiai vizsgálatok a BAF–2 fúrás maganyagából készültek, amelyek eredményeit a petrográfiai megfigyelések bemutatása után ismertetem.

### IV.1. MELLÉKKŐZET PETROGRÁFIAI JELLEMZŐI

Petrográfiai megfigyeléseim összhangban vannak a korábbi kutatások (pl. ÁRKAI et al. 2000; VARGA 2009; MÁTHÉ 2015; HRABOVSZKI et al. 2017) eredményeivel, azaz a közettípus agyagkő, amelybe aleurolit és homokkő települ. A fő kőzetalkotó ásványok földpátok (dominánsan plagioklász, alárendelten káliföldpát), agyagásványok, kvarc, hematit és karbonát (kalcit±dolomit) ásványok. A plagioklász és káliföldpát szemcsék részben törmelékes eredetűek, azonban uralkodóan helyben képződött, autigén ásványok formájában jelennek meg karbonátokkal társulva, kősó vázkristály halmazok utáni üregek kitöltéseként (MÁTHÉ & VARGA 2012). Az átlagos szemcseméret agyagtól durvaszemcsés homokig terjed. A jellemzően homogén, vörösesbarna mellékkőzet csupán néhány üledékszerkezeti jegyet tartalmaz, legtöbbször a rétegzettség sem látható makroszkóposan, ugyanakkor néhány fúrómag esetében száradási repedések figyelhetők meg (IV.1.1 ábra). Az agyagos-hematitos mátrixban egyenetlen, kagylós törések, fonatos lefutású, mellékkőzetzárványokban és kúp-a-kúpban szerkezetekben gazdag erek (*branched veins enriched with cone-in-cone structures* – Vein<sub>CIC</sub>), egyenes lefutású erek (*straight veins* – Vein<sub>STR</sub>), kulisszás elrendeződésű erek (*en-echelon veins* – Vein<sub>ECH</sub>), valamint breccsa jellegű repedéskitöltések (*breccia veins* – Vein<sub>BR</sub>) jelennek meg. Bár az éralkotó ásványok kora nem ismert, metsződési kapcsolatuk alapján egymáshoz viszonyított koruk a legtöbb esetben meghatározható (IV.1.2 ábra).



IV.1.1 ábra. Száradási repedések magszkenneres felvételen. A hajlott felületek nem redők, csupán réteghatárok a kiterített hengerpaláston. A jobb felső sarokban található fekete nyíl a mélyülés irányát és a fúrómag tengelyét jelöli.

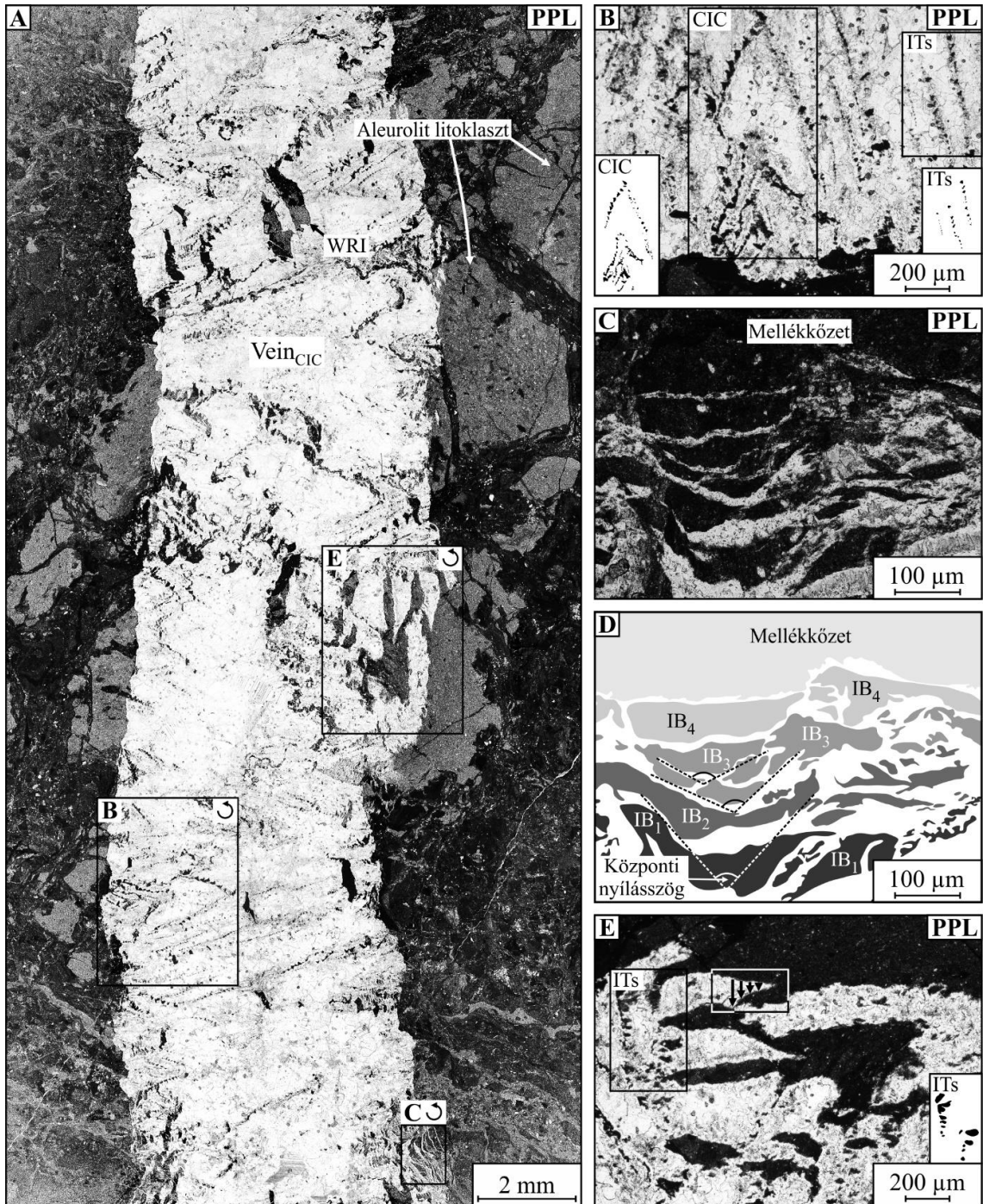


IV.1.2 ábra. A fonatos lefutású ( $Vein_{CIC}$ ), az egyenes ( $Vein_{STR}$ ), és a kulisszás elrendeződésű ( $Vein_{ECH}$ ) érgenerációk metsződési viszonyai magiszkenneres felvételen (BAF-2\_662 fúrómag). A jobb felső sarokban található fekete nyíl a mélyülés irányát és a fúrómag tengelyét jelöli. WRI – mellékkőzetzárvány.

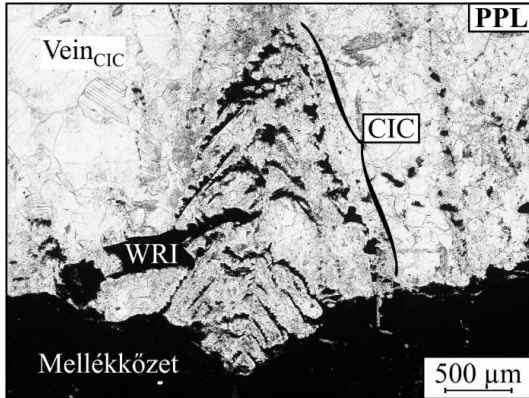
## IV.2. ÁSVÁNYOS EREK PETROGRÁFIAI JELLEMZŐI A BAF-2 FÚRÁSBAN

### IV.2.1. FONATOS LEFUTÁSÚ EREK ( $Vein_{CIC}$ )

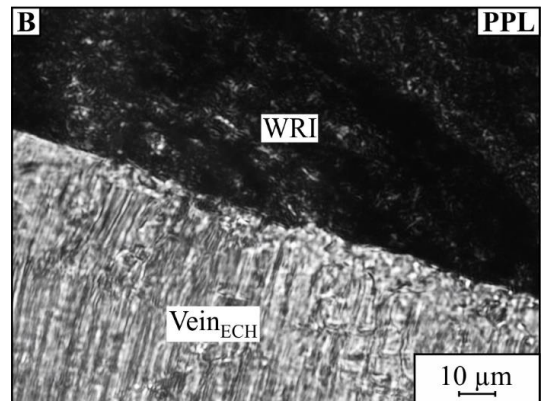
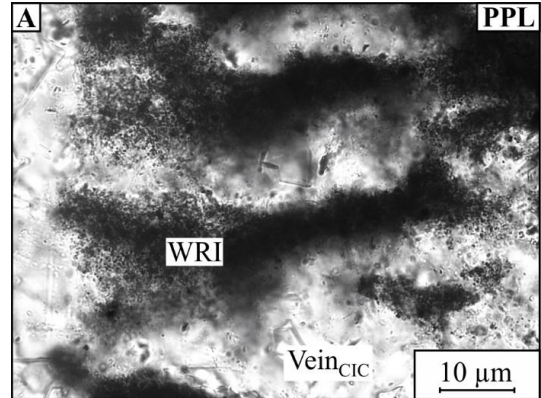
A  $Vein_{CIC}$  érgeneráció tagjainak fúrómagokon megfigyelt maximális vastagsága 15 mm. Ezen erek jellegzetes tulajdonsága, hogy nagy mennyiségű mellékkőzetzárványt tartalmaznak (IV.2.1.1 ábra). A továbbiakban a mellékkőzetzárvány, kőzetzárvány és klaszt kifejezéseket szinonimaként alkalmazom. A mellékkőzetzárványok hosszúsága elérheti a 10 mm-t, míg legnagyobb szélességük 2 mm. Az általában hajlott, megnyúlt alakú zárványok gyakran sorokba (IV.2.1.1B ábra), valamint sávokba (IV.2.1.1C és D ábra) rendeződnek. Helyenként szélsőségesen eltérő méretű kőzetzárványok jelennek meg egymás közvetlen közelében (IV.2.1.1E ábra). Mindemellett gyakran megfigyelhető, hogy a zárványok az erek közepe felé mutató kúp-a-kúpban szerkezeteket alkotnak (CIC; IV.2.1.1B és IV.2.1.2 ábra). Minden egyes kúp egyedi, egymástól szabályos távolságra elhelyezkedő mellékkőzetzárványból áll. Esetenként olyan kőzetzárványok is megjelennek, amelyek nem váltak le teljesen az érfalról és egyik részükkel az erek közepe felé hajlanak (IV.2.1.1E ábra). A zárványok szegélye a legtöbb esetben diffúz (IV.2.1.3 ábra). Helyenként az erek mindkét oldalán vörössárga színű aleurolit litoklasztok fordulnak elő, amelyek pontosan egymással szemben helyezkednek el. A litoklasztok egymás felé néző részei, valamint az érfalak jól összeilleszthetők (IV.2.1.4 ábra).



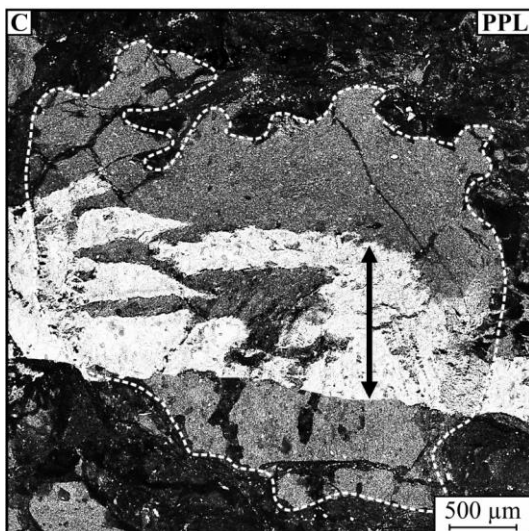
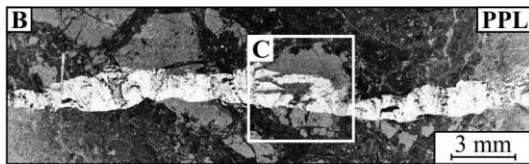
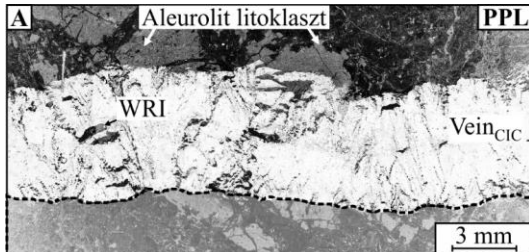
IV.2.1.1 ábra. A Vein<sub>CIC</sub> érgeneráció jellemző mikroszerkezete (BAF-2 fúrás). Megfigyelhető, hogy a mellékkőzetzárványok (WRI) kúp-a-kúpban szerkezetekbe (CIC; B), zárványsorokba (ITs; B és E), valamint zárványsávokba (IB<sub>1-4</sub>; D) rendeződnek. A kőzetzárványok központi nyílásszöge az érfaltól az ér közepe felé haladva zárvánnyól zárvánnyra csökken (C és D). Az ábra D része a C rész digitalizált és értelmezett változata, ahol a sötétebb színek korábban leszakadt zárványokat jelölnek. Az E ábrán megfigyelhető, hogy viszonylag nagyméretű kőzetzárványok közvetlen szomszédságában kisebb tagokból álló zárványsávok jelennek meg. Egyes kőzetzárványok félbemaradt leszakadását a mellékkőzettől az ér közepe felé hajló, ugyanakkor érfalhoz egyik részükkel még csatlakozó zárványok jelzik (E; fekete nyilakkal jelölve, fekete-fehérrel bekeretezve). PPL – síkban polarizált fény.



IV.2.1.2 ábra. Kőzetzárványokból (WRI) álló kúp-a-kúpban (CIC) mikroszerkezet a Vein<sub>CIC</sub> érgenerációban (BAF-2 fúrás). PPL – síkban polarizált fény.

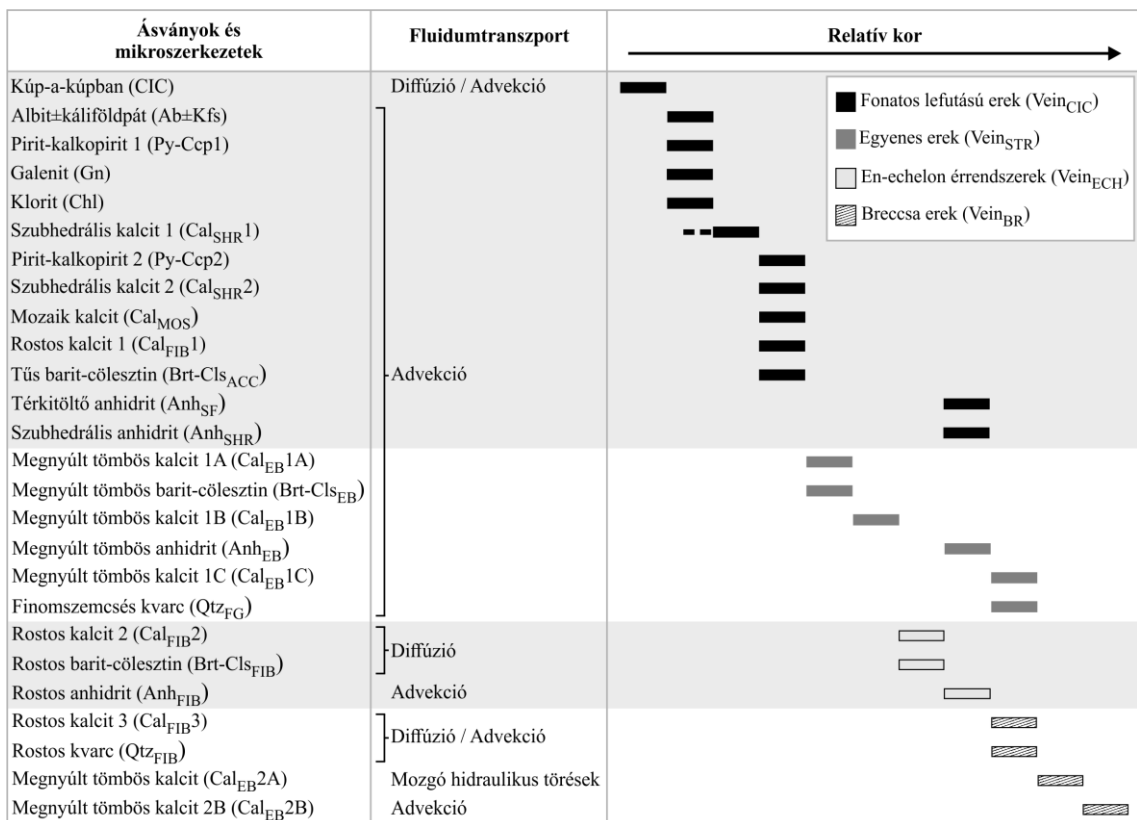


IV.2.1.3 ábra. A – Kőzetzárvány (WRI) diffúz határokkal a Vein<sub>CIC</sub> érgenerációban. B – Kőzetzárvány éles határokkal a Vein<sub>ECH</sub> érgenerációban. BAF-2 fúrás; PPL – síkban polarizált fény.

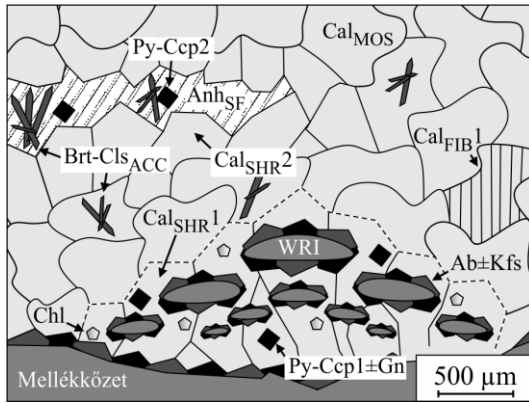


IV.2.1.4 ábra. Világos színű aleurolit litoklasztok egy Vein<sub>CIC</sub> ér mindkét oldalán (BAF-2 fúrás). A – A litoklasztokról leszakadt kőzetzárványok (WRI) összeilleszthetők a teljes éren át oly módon, hogy a halványított és fekete szaggatott vonallal jelzett érfalat az ellenkező érfal felé közelítjük. B – Eredményül a két érfal szinte tökéletesen illeszkedik egymáshoz. C – A litoklasztok korábbi, töredezését megelőző alakját fehér szaggatott vonal jelöli. Ezen megfigyelések alapján a felnyílás iránya meghatározható, amelyet a vastag fekete nyíl jelöl. PPL – síkban polarizált fény.

A  $Vein_{CIC}$  erek fő repedéskitöltő ásványa kalcit, azonban kisebb mennyiségben földpát ( $Ab \pm Kfs$ ), barit-cölesztin, anhidrit, pirit-kalkopirit, galenit és klorit is megjelenik (IV.2.1.5 és IV.2.1.6 ábra). A kalcitot szöveti alapon három csoportba sorolhatjuk. 1) Mozaikos kalcit (LOVERING 1972; DONG et al. 1995;  $Cal_{MOS}$ ; IV.2.1.7A ábra), amely ~30  $\mu m$  méretű, anhedrális kristályai amorf, egymásba nyomuló határvonalakkal rendelkeznek (*jigsaw-puzzle texture*). Főként az érfalak közelében fordul elő. 2) Szubhedrális kalcit, amelynek szemcséi az érfalak mentén ( $Cal_{SHR1}$ ) és a pórusok falán ( $Cal_{SHR2}$ ) jelennek meg (IV.2.1.7B ábra). A szemcsék mérete 20 és 170  $\mu m$  között változik. A szubhedrális és a mozaikos szemcsék között fokozatos átmenet figyelhető meg. 3) Rostos kalcit, amely alárendelt mennyiségben van jelen az erekben. Kristályai nagy (>10) hossz/szélesség aránnyal rendelkeznek ( $Cal_{FIB1}$ ; IV.2.1.7C ábra), az egyes rostok hosszúsága 7 és 90  $\mu m$  között változik. Míg a legtöbb karbonát ásvány ( $Cal_{MOS}$ ,  $Cal_{SHR2}$ ,  $Cal_{FIB1}$ ) sötét narancssárga katódlumineszcens (CL) színű (IV.2.1.8A ábra), addig a  $Cal_{SHR1}$  kalcit jól elkülöníthető, világos narancssárga CL szint mutat (IV.2.1.8B, C ábra).

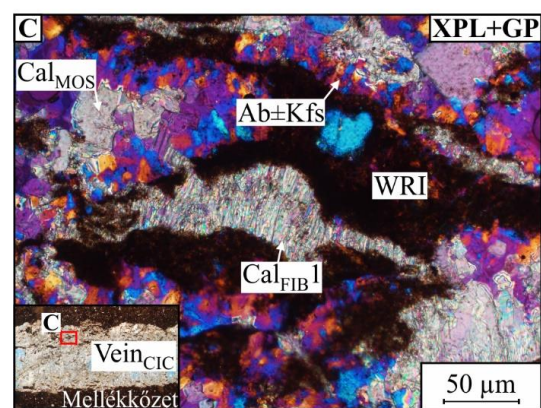
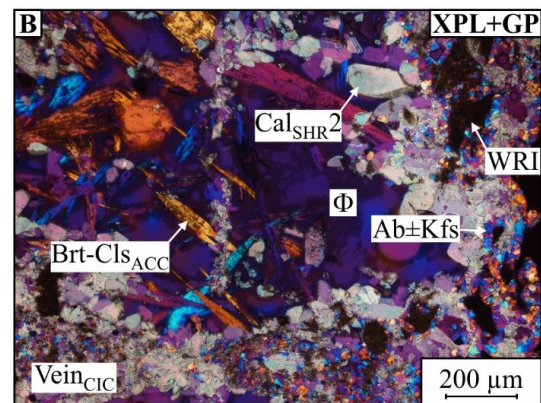
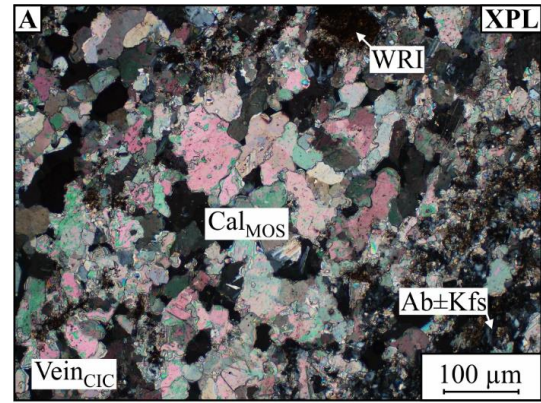


IV.2.1.5 ábra. A megfigyelt mikroszerkezetek és éralkító ásványok paragenetikus szekvenciája a Bodai Agyagkő Formációban (BAF-2 fúrás), a szöveti helyzet és kristálymorfológia alapján valószínűsíthető, egyes ásványgenerációk kialakulása során jellemző fluidumtranszport-mechanismusok feltűntetésével. Az azonos érgenerációba tartozó ásványegyütteseket egységes háttérszín jelzi.



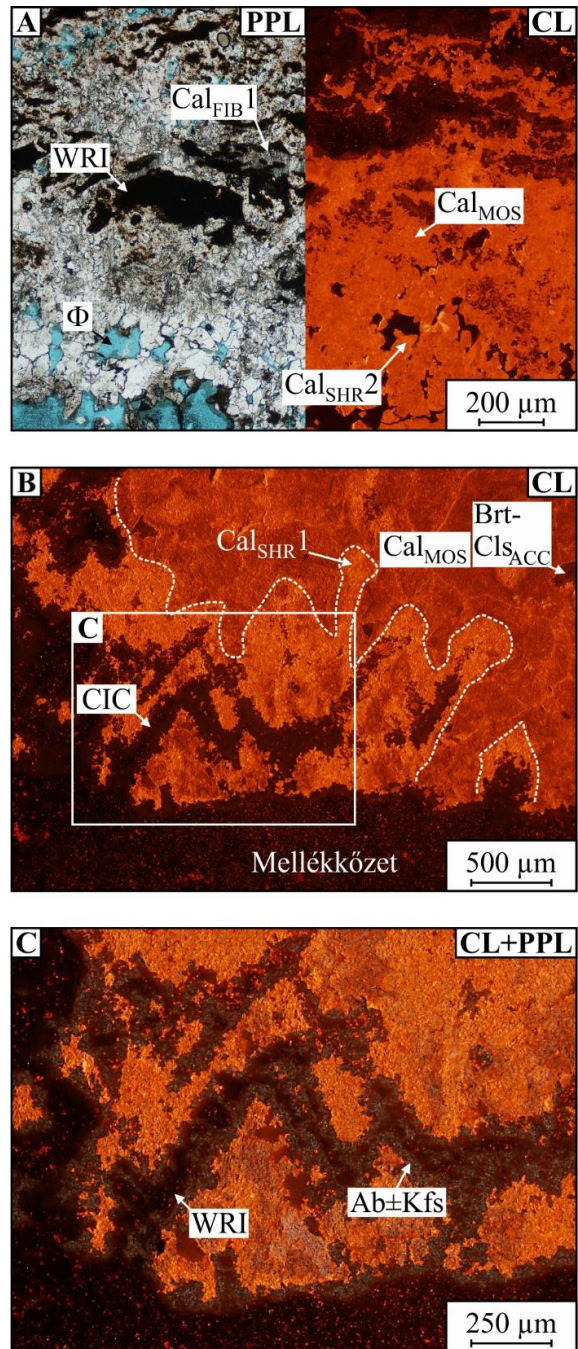
IV.2.1.6 ábra. A Vein<sub>CIC</sub> érgenerációt alkotó ásványok és azok szövetének és mikroszerkezetének sematikus ábrázolása (BAF-2 fúrás). WRI – mellékkőzetzárvány; Ab±Kfs – albit±káliföldpát; Chl – klorit; Cal<sub>SHR1</sub> – szubhedrális kalcit 1; Cal<sub>MOS</sub> – mozaikoskalcit; Cal<sub>FIB1</sub> – rostos kalcit 1; Cal<sub>SHR2</sub> – szubhedrális kalcit 2; Brt-Cls<sub>ACC</sub> – tús barit-cölesztin; Py-Ccp1±Gn – pirit-kalkopirit 1±galenit; Py-Ccp2 – pirit-kalkopirit 2. A Cal<sub>SHR1</sub> határát fehér szaggatott vonal jelöli.

A földpát (Ab±Kfs) egyedi szöveti helyzetben, az érfalakat és a kőzetzárványokat körülvevő szegély formájában jelenik meg (IV.2.1.8C ábra). Ezt a szegélyt szubhedrális albit és káliföldpát szemcsék alkotják, amelyek közül uralkodó az albit (IV.2.1.9A ábra). A földpát alkotta perem szöveti helyzete  $\mu$ XRF elemterképeken jól megfigyelhető (IV.2.1.10 ábra). A 30  $\mu$ m maximális méretű földpát kristályok gyakran zonációt mutatnak, a tiszta peremek sötétebb, kőzetzárványokban gazdag magokat vesznek körül (IV.2.1.9B ábra). A földpátban számos esetben pirit-kalkopirit (Py-Ccp1) szemcsék és klorit (Chl) lemezek jelennek meg. Ezek mennyisége a mélység függvényében növekszik, a földpát peremekben fokozatosan uralkodóvá válik a klorit, míg a Py-Ccp1 együttes önálló zónát alkot, amelyben galenit (Gn) is megjelenik (IV.2.1.9C és D ábra).

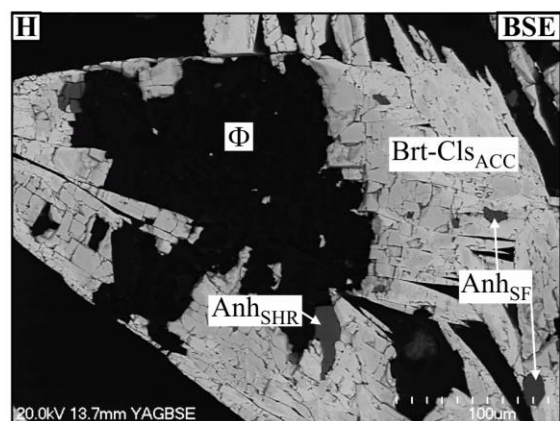
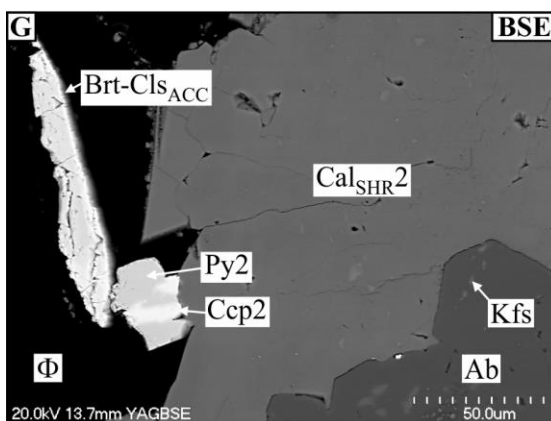
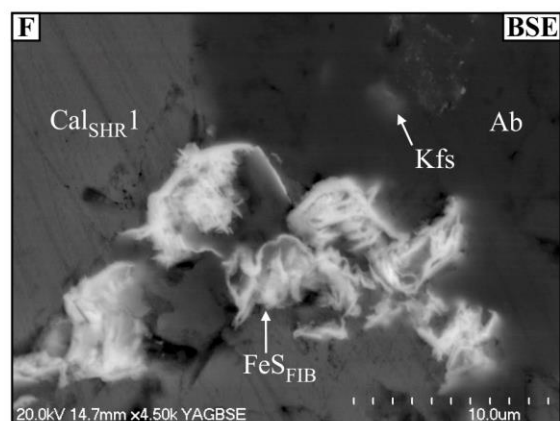
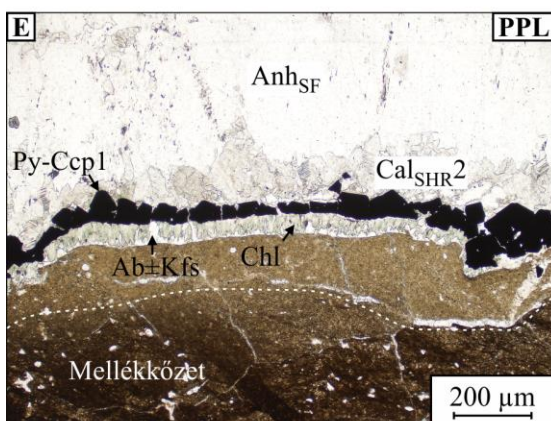
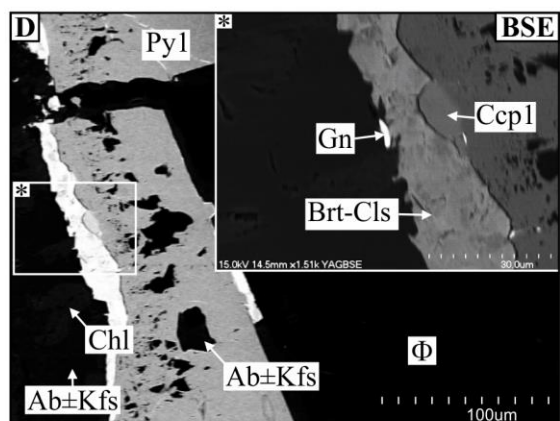
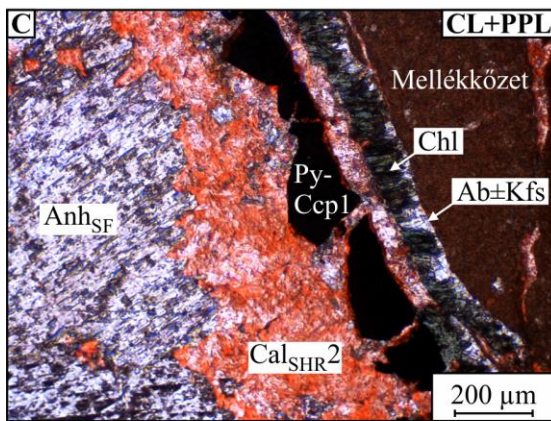
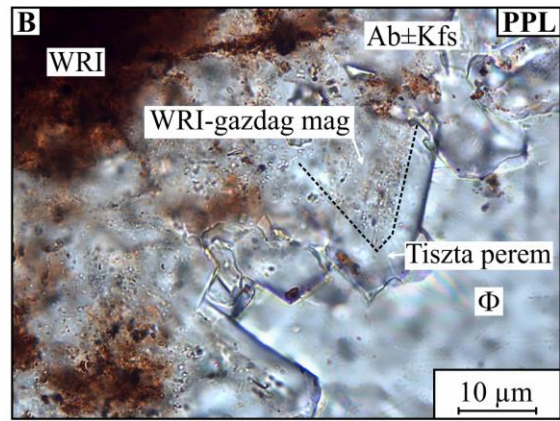
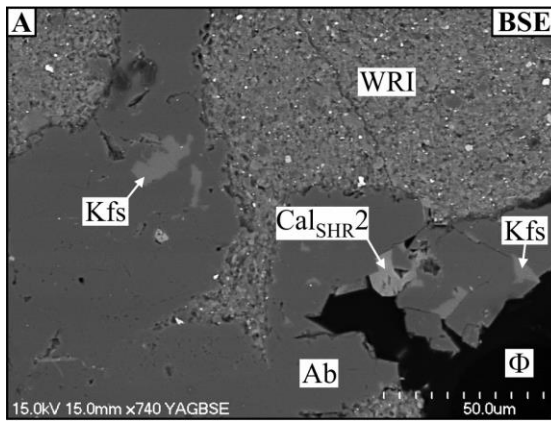


IV.2.1.7 ábra. Repedéskitöltő ásványok és szövetségük a Vein<sub>CIC</sub> érgenerációban (BAF-2 fúrás). A – Anhedrális kristályokból álló, mozaikos kalcit (Cal<sub>MOS</sub>), amely mellett kőzetzárványok (WRI) és finomszemcsés földpát (Ab±Kfs) kristályok figyelhetők meg. B – Tús habitusú barit-cölesztin (Brt-Cls<sub>ACC</sub>) kristályok egy pórusban (Φ), amely mentén szubhedrális kalcit (Cal<sub>SHR2</sub>) kristályok jelennek meg. A pórus környezetében kőzetzárványok és azokat körülvevő földpát szemcsék figyelhetők meg. C – Finomszemcsés földpát kőzetzárványok körül mozaikos és rostos kalcit (Cal<sub>FIB1</sub>) mellett. A piros vonallal bekeretezett terület a C ábra éren belüli helyzetét jelöli. XPL – keresztezett polarizált fény; GP – gipsz segédlemez.

A szulfidokhoz közeli érfalak, valamint kőzetzárványok színe az átlagos, mély vörösbarnához képest halvány (IV.2.1.9E ábra). A földpát és kalcit további, szórványos alkotója egy rostos, lemezes szemcsékből álló vas-szulfid, amely rosszul kristályosodott aggregátumok formájában jelenik meg ( $\text{FeS}_{\text{FIB}}$ ; IV.2.1.9F ábra). A barit-cölesztin kristályok 50  $\mu\text{m}$  és 3 mm közötti méretű pórusokban fordulnak elő pirit-kalkopirit szemcsék társaságában ( $\text{Py-Ccp2}$ ; IV.2.1.9G ábra). Az említett szulfát ásványok legtöbb esetben tús megjelenésűek ( $\text{Br}-\text{Cls}_{\text{ACC}}$ ; IV.2.1.7B ábra), a szemcsék mérete 50 és 550  $\mu\text{m}$  között változik. A  $\text{Br}-\text{Cls}_{\text{ACC}}$  kristályok elszórva a sötét narancssárga CL színű  $\text{Cal}_{\text{MOS}}$  kalcitban is megjelennek (IV.2.1.8B ábra). A  $\text{Br}-\text{Cls}_{\text{ACC}}$  kristályok másodlagos pórusaiban 5–15  $\mu\text{m}$  méretű, szubhedrális és térkitöltő anhidrit kristályok figyelhetők meg ( $\text{Anh}_{\text{SHR}}$ ;  $\text{Anh}_{\text{SF}}$ ; IV.2.1.9H ábra).



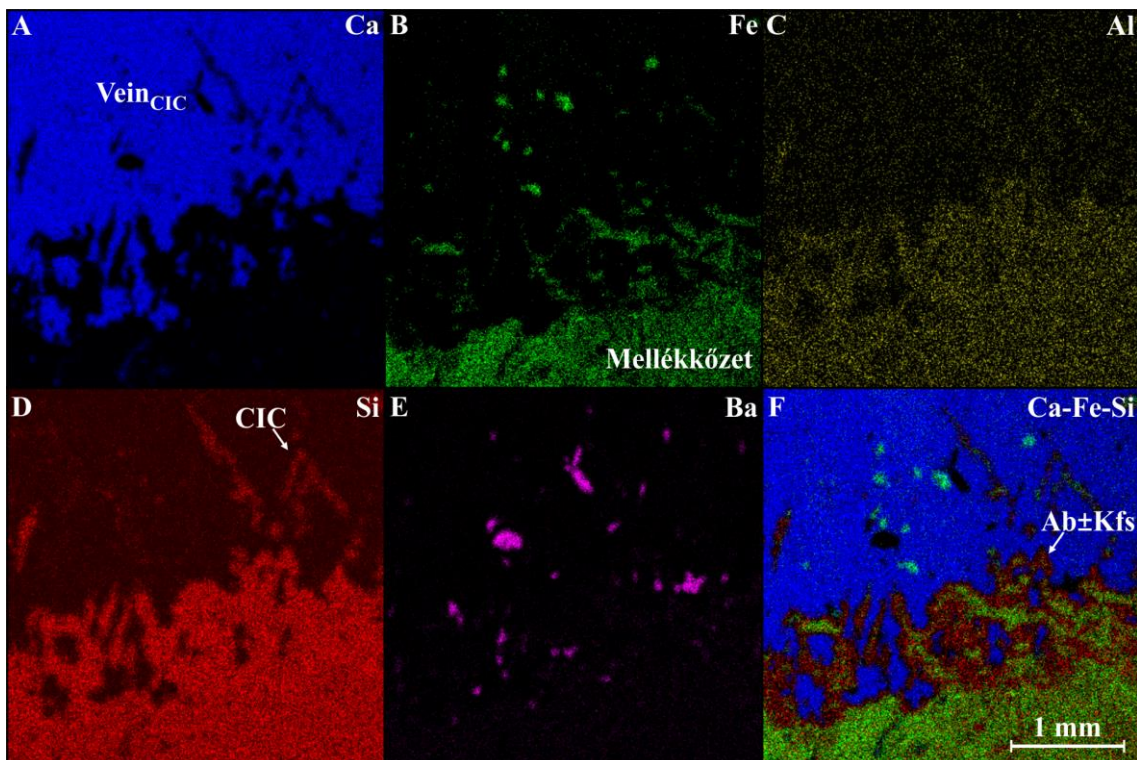
IV.2.1.8 ábra. Repedéskitöltő ásványok és szövetük a Vein<sub>CIC</sub> érgenerációban (BAF-2 fúrás). A – A mellékkőzetzárványok (WRI) között megjelenő rostos kalcit ( $\text{Cal}_{\text{FIB1}}$ ), a mozaikos kalcit ( $\text{Cal}_{\text{MOS}}$ ), valamint a pórusok ( $\Phi$ ) menti szubhedrális kalcit ( $\text{Cal}_{\text{SHR2}}$ ) azonos, sötét narancssárga katódlumineszcens (CL) színnel rendelkezik. B és C – Az érfal menti kőzetzárványok körül megjelenő szubhedrális kalcit ( $\text{Cal}_{\text{SHR1}}$ ) az említett sötétől eltérő, világos narancssárga CL szint mutat. A  $\text{Cal}_{\text{SHR1}}$  kristályainak egyes határait az ábra B részén fehér szaggatott vonal jelöli. A kupa-kúpban (CIC) szerkezetbe rendeződött kőzetzárványok körül megjelenő földpát ( $\text{Ab}\pm\text{Kfs}$ ) perem nem mutat CL aktivitást. PPL – síkban polarizált fény.



(IV.2.1.9 ábra. Leírás a következő oldalon)



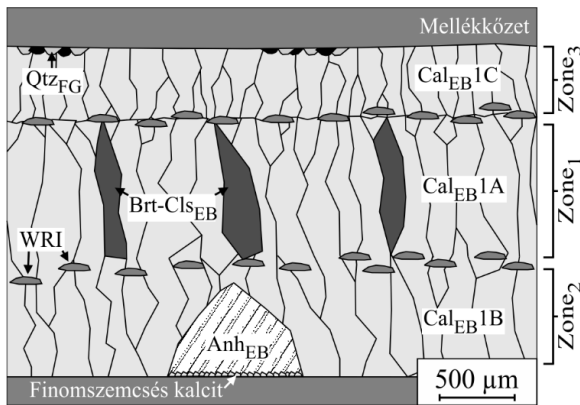
IV.2.1.9 ábra. Repedéskitöltő ásványok és szövetük a Veinc<sub>CIC</sub> érgenerációban (BAF–2 fűrás). A – A közetzárványok (WRI) körüli albit±káli földpát (Ab±Kfs) perem helyenként szubhedrális kalcit (Cal<sub>SHR2</sub>) kristályokat is tartalmaz. B – A földpát szemcsék gyakran közetzárvány-gazdag magból, és azt körülvevő tiszta, zárványmentes peremből állnak. A két zóna határát fekete szaggatott vonal jelöli. C – Klorit (Chl), Ab±Kfs és pirit-kalkopirit 1 (Py-Ccp1) alkotta perem az ér-mellékközet határán, amely mellett Cal<sub>SHR2</sub> és térkitöltő anhidrit (Anh<sub>SF</sub>) jelenik meg. D – Barit-cölesztin (Brt-Cl<sub>S</sub>) és Py-Ccp1 kristályok mellett megjelenő galenit (Gn). A galenit jobb megjelenítése érdekében az ábra G részének \*szimbólummal jelölt szegmense fényesség/kontraszt tulajdonságai módosultak. E – Megfakult mellékközet Py-Ccp1 közelében. Az átlagos, vörösbarna mellékközet határvonalát fehér szaggatott vonal jelöli. F – Rostos vas-szulfid (FeS<sub>FIB</sub>) földpát és kalcit által körülveve. G – A pórusokban megjelenő tűs barit-cölesztin (Brt-Cl<sub>SACC</sub>) szemcsékhez gyakran euhedrális Py-Ccp2 kristályok társulnak. H – A Brt-Cl<sub>SACC</sub> kristályokon belüli pórusokban szubhedrális és térkitöltő anhidrit (Anh<sub>SHR</sub>; Anh<sub>SF</sub>) figyelhető meg. BSE – visszaszórt elektron kép; PPL – síkban polarizált fény; CL – katódlumineszcencia.



IV.2.1.10 ábra. Reprezentatív elemeloszlás egy Veinc<sub>CIC</sub> ér és a mellékközet határán (BAF–2 fűrás). A  $\mu$ XRF térképek Ca, Fe, Al, Si és Ba eloszlását mutatják. Egyes elemek együttes vagy különálló előfordulása következtében a Ca, Fe és Si egyidejű ábrázolásával (F) az éralkotó ásványok eloszlása kirajzolható. Az így létrehozott kompozit képen megfigyelhető, hogy az érben lévő kúp-a-kúpban szerkezeteket közetzárványok alkotják, amelyek körül földpát (Ab±Kfs) perem húzódik.

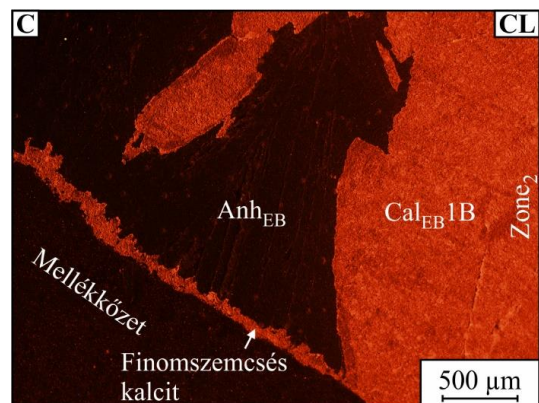
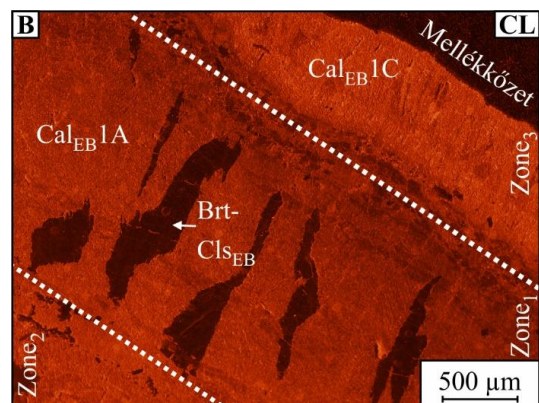
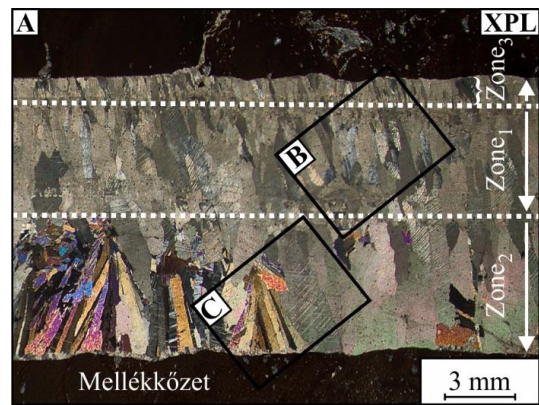
#### IV.2.2. EGYENES EREK (VEIN<sub>STR</sub>)

Egy fiatalabb, 1–16 mm vastag, egyenes erekből álló érgeneráció tagjai elvetik a bemutatott Veinc<sub>CIC</sub> ereket (IV.1.2 ábra). Ezek az erek a törések síkjára merőleges tágulásra, valamint ezzel egyidejű, érfallal párhuzamos nyírásra utalnak, így a hibrid eredetű törések csoportjába sorolhatók (III.3.2.4C ábra; BONS et al. 2012). Az éralkotó ásványok közé tartozik kalcit, barit-cölesztin, anhidrit és kvarc (IV.2.1.5 ábra).



IV.2.2.1 ábra. Az egyenes ereket ( $Vein_{STR}$ ) alkotó ásványok és azok szövetének sematikus ábrázolása (BAF-2 fúrás).  $Cal_{EB1A}$  – megnyúlt tömbös kalcit 1A;  $Brt-Cl_{S_{EB}}$  – megnyúlt tömbös barit-cölesztin;  $Cal_{EB1B}$  – megnyúlt tömbös kalcit 1B;  $Anh_{EB}$  – megnyúlt tömbös anhidrit;  $Cal_{EB1C}$  – megnyúlt tömbös kalcit 1C;  $Qtz_{FG}$  – finomszemcsés kvarc;  $WRI$  – mellékkőzetzárvány.

Szövet alapján általában több, különböző ásványból álló zóna különböztethető meg az erekben (IV.2.2.1 és IV.2.2.2A ábra). A legidősebb, „középső” szektorban ( $Zone_1$ ) megnyúlt tömbös szövetű kalcit és barit-cölesztin jelenik meg ( $Cal_{EB1A}$ ;  $Brt-Cl_{S_{EB}}$ ; IV.2.2.2B ábra), a kristályok az egyik érfal felől a másik felé növekedtek. Az „alsó” szektor ( $Zone_2$ ) uralkodóan megnyúlt tömbös kalcit ( $Cal_{EB1B}$ ) és anhidrit ( $Anh_{EB}$ ) kristályokból áll, amelyek egy irányba növekedtek, azonban nem az érfal, hanem a  $Zone_1$  szektor kristályai felől az érfal irányába (IV.2.2.2C ábra). Az anhidrit kristályok mellett, az ér-mellékkőzet határán gyakran finomszemcsés kalcit figyelhető meg. A harmadik és egyben legfiatalabb, „felső” szektort ( $Zone_3$ ) megnyúlt tömbös kalcit kristályok alkotják ( $Cal_{EB1C}$ ). Az érfalakon szórványosan finomszemcsés kvarc ( $Qtz_{FG}$ ) jelenik meg. A kalcit kristályok a  $Zone_1$  kristályai felől növekedtek az érfal felé, azonban

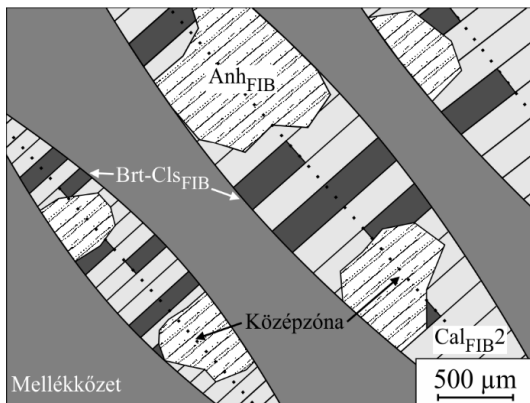


IV.2.2.2 ábra. Az egyenes érgenerációban ( $Vein_{STR}$ ) megjelenő ásványok és jellemző szövetük (BAF-2 fúrás). A – Az erekben általában három eltérő ásványos összetételű szektor figyelhető meg. B – A „középső” szektor ( $Zone_1$ ) megnyúlt tömbös kalcit ( $Cal_{EB1A}$ ) és barit-cölesztin ( $Brt-Cl_{S_{EB}}$ ) kristályokból áll. A „felső” szektor ( $Zone_3$ ) intenzív narancssárá CL színű, megnyúlt tömbös kalcitból ( $Cal_{EB1C}$ ) áll. C – Az „alsó” szektort ( $Zone_2$ ) megnyúlt tömbös kalcit ( $Cal_{EB1B}$ ) és anhidrit ( $Anh_{EB}$ ) alkotja. Az ér-mellékkőzet határán, az anhidrit kristályok mellett gyakran finomszemcsés kalcit jelenik meg. XPL – keresztezett polarizált fény; CL – katódlumineszcencia.

ellenkező irányban, mint az a Zone<sub>1</sub> és Zone<sub>2</sub> esetében megfigyelhető. A Zone<sub>3</sub> narancs-sárga CL színe intenzívebb, mint az a többi zónára jellemző (IV.2.2.2B ábra). A szektorok között a mellékközetről leszakadt közetzárványok figyelhetők meg.

#### IV.2.3. KULISSZÁS ELRENDEZŐDÉSŰ EREK (VEIN<sub>ECH</sub>)

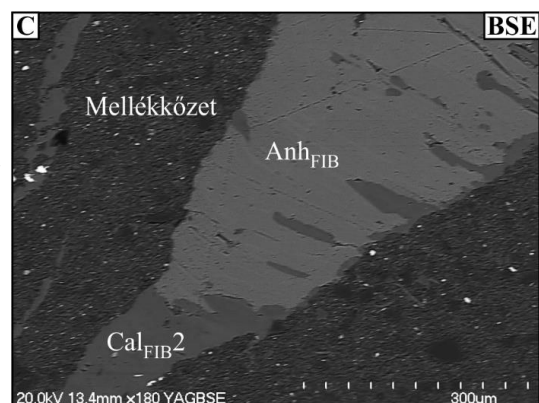
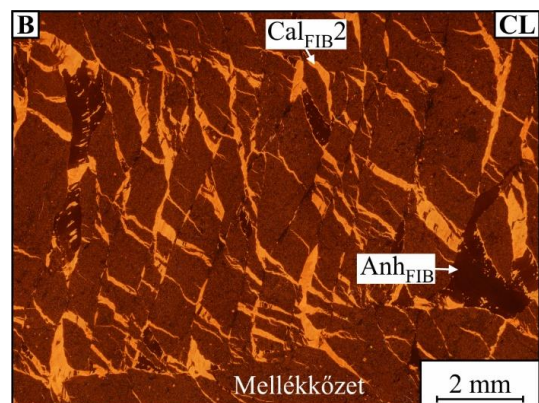
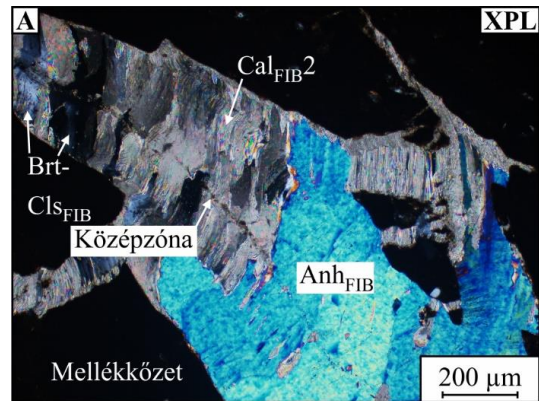
A harmadik érgeneráció keskeny (<4 mm) nyírási zónákat alkotó, egymáshoz képest eltolt, kulisszaszerű (*en-echelon*) elrendeződésű erekből áll. Ezen nyírási zónák rátolódások mentén vetik el az egyenes ereket (Vein<sub>STR</sub>; IV.1.2 ábra). Az egyes erek gyakran szigmoidális alakúak. Az éralkotó ásványok rostos kalcit (Cal<sub>FIB2</sub>), barit-cölesztin (Br<sub>t</sub>-Cl<sub>s</sub><sub>FIB</sub>) és anhidrit (Anh<sub>FIB</sub>; IV.2.1.5; IV.2.3.1 és IV.2.3.2 ábra). A szemcsék mellékközetzárványok alkotta középzónából növekedtek az érfalak felé, amely gyakran a



IV.2.3.1 ábra. A kulisszas elrendeződésű érgenerációban (Vein<sub>ECH</sub>) megjelenő ásványok és azok szövetének sematikus ábrázolása (BAF-2 fűrés). Anh<sub>FIB</sub> – rostos anhidrit; Br<sub>t</sub>-Cl<sub>s</sub><sub>FIB</sub> – rostos barit-cölesztin; Cal<sub>FIB2</sub> – rostos kalcit 2.

kristályrostok hajlott geometriáját eredményezte. Az Anh<sub>FIB</sub> szövege ugyan rostos, a szemcsék határvonala — a többi éralkotó ásványhoz képest — kevésbé határozott és gyakran Cal<sub>FIB2</sub> szemcsék maradványai figyelhetők meg benne (IV.2.3.2B ábra).

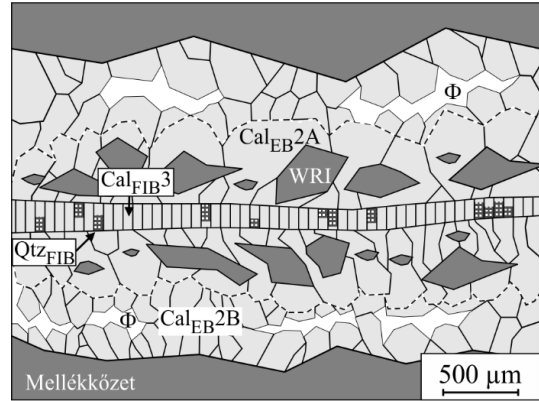
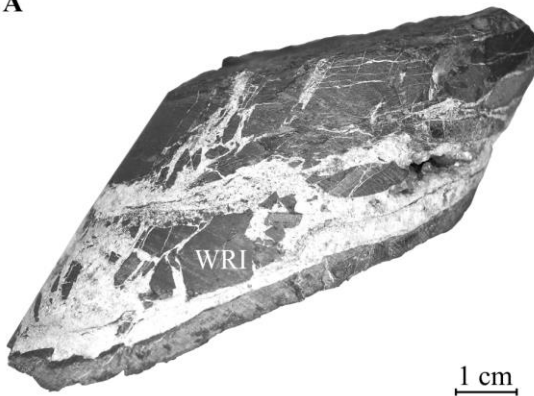
IV.2.3.2 ábra. A Vein<sub>ECH</sub> érgenerációban megjelenő ásványok és szövetük (BAF-2 fűrés). A – A kulisszas elrendeződésű ereket rostos kalcit (Cal<sub>FIB2</sub>), barit-cölesztin (Br<sub>t</sub>-Cl<sub>s</sub><sub>FIB</sub>) és anhidrit (Anh<sub>FIB</sub>) alkotja. B és C – A Cal<sub>FIB2</sub> kalcit kristályait esetenként az Anh<sub>FIB</sub> tartalmazza. XPL – keresztesztet polarizált fény; CL – katódlumineszcencia; BSE – visszaszórt elektron kép.



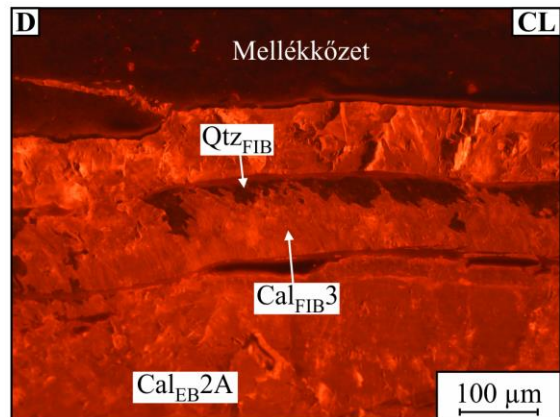
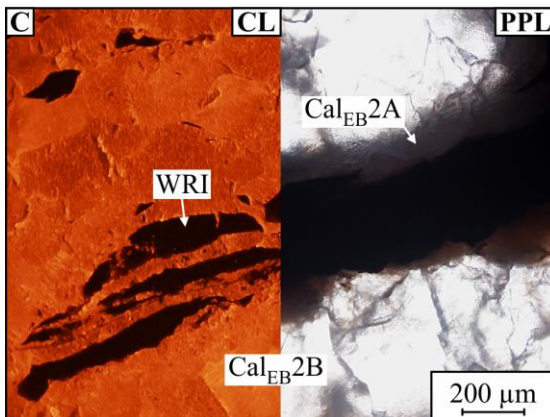
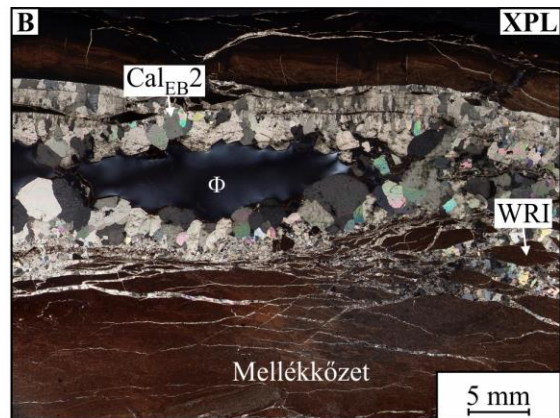
#### IV.2.4. BRECCSA EREK (VEIN<sub>BR</sub>)

A negyedik generációt olyan breccsás kifejlődésű erek (Vein<sub>BR</sub>) alkotják, amelyeken nem figyelhetők meg más érgenerációkkal alkotott metsződési viszonyok, valamint nyírásra utaló jelek sem. Az 1–15 mm vastag erekben nagy mennyiségű szögletes kőzetzárvány jelenik meg (IV.2.4.1 és IV.2.4.2A ábra). A fő repedéskitöltő ásvány kalcit, amely megnyúlt tömbös kristályai az érfalak felől az erek középső része felé növekedtek (Cal<sub>EB2</sub>; IV.2.4.2B ábra). Színük alapján a megnyúlt tömbös kalcit két alcsoportra osztható: egy halvány piros (Cal<sub>EB2A</sub>) és egy

A



IV.2.4.1 ábra. A Vein<sub>BR</sub> érgeneráció sematikus ábrázolása (BAF-2 fúrás). Cal<sub>FIB3</sub> – rostos kalcit 3; Qtz<sub>FIB</sub> – rostos kvarc; Cal<sub>EB2A</sub> – megnyúlt tömbös kalcit 2A, Cal<sub>EB2B</sub> – megnyúlt tömbös kalcit 2B; Φ – pórus; WRI – mellékkőzetzárvány. A Cal<sub>EB2A</sub> kalcit határát fehér szaggatott vonal jelöli.



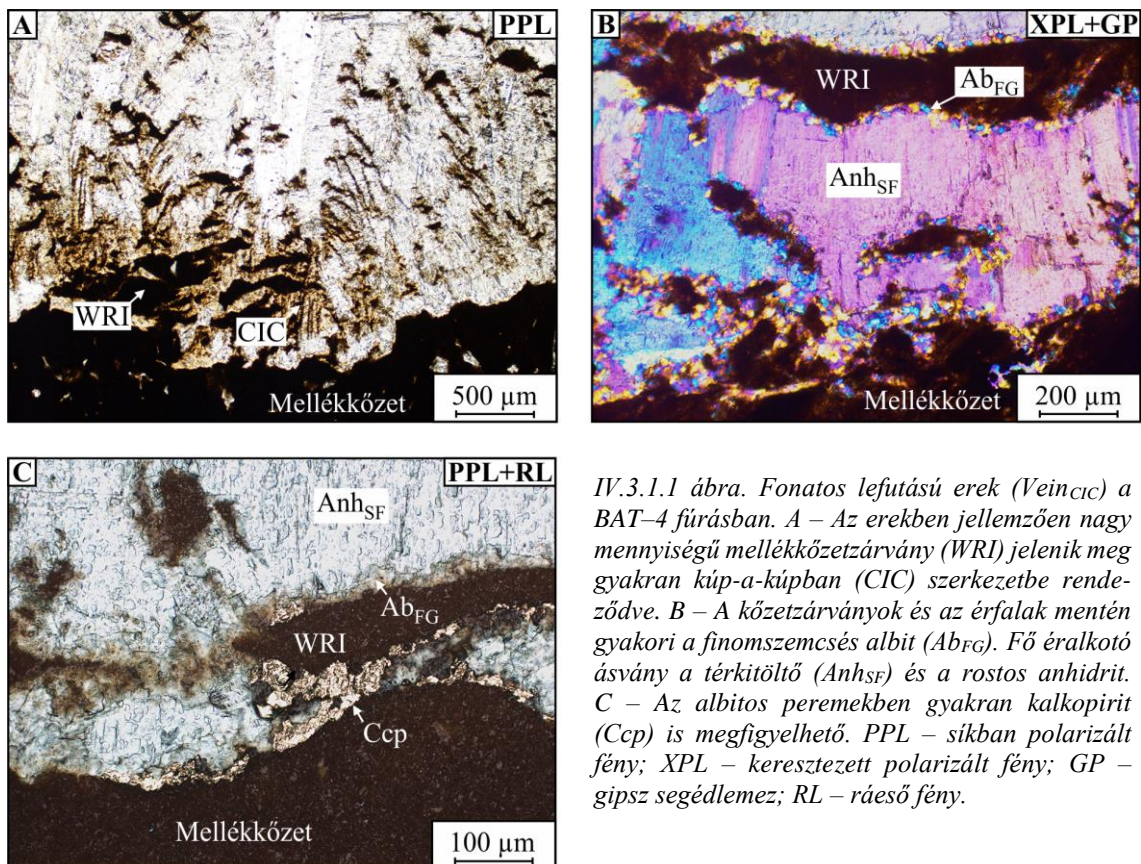
IV.2.4.2 ábra. A Vein<sub>BR</sub> érgenerációra jellemző szerkezet, szövet és repedéskitöltő ásványok (BAF-2 fúrás). A – Szögletes, cm-es mérettartományt elérő kőzetzárványok (WRI) gyakoriak az erekben. B – A fő érkötő ásvány megnyúlt tömbös morfológiájú kalcit (Cal<sub>EB2</sub>). C – A megnyúlt tömbös kalcit Cal<sub>EB2A</sub> és Cal<sub>EB2B</sub> alcsoportjai. D – A Cal<sub>EB2A</sub> kristályok között gyakran rostos kvarcból (Qtz<sub>FIB</sub>) és kalcitból (Cal<sub>FIB3</sub>) álló zónák figyelhetők meg. PPL – síkban polarizált fény; XPL – keresztezett polarizált fény; CL – katódlumineszcencia.

fehér ( $\text{Cal}_{\text{EB}2\text{B}}$ ) részre. A  $\text{Cal}_{\text{EB}2\text{A}}$  kristályok kőzetzárványokat cementálnak, míg a  $\text{Cal}_{\text{EB}2\text{B}}$  szemcsék uralkodóan  $<10 \mu\text{m}$  méretű pórusok mentén helyezkednek el. A  $\text{Cal}_{\text{EB}2\text{A}}$  és B egymáshoz viszonyított helyzete áteső fényben jól megfigyelhető, ugyanis a  $\text{Cal}_{\text{EB}2\text{B}}$  — síkban polarizált fényel vizsgálva — áttetszőbb (*IV.2.4.2C ábra*). Ennek, és a makroszkóposan megfigyelhető halvány piros színnek oka, hogy a tárgyalt  $\text{Cal}_{\text{EB}2\text{A}}$  nagy mennyiségben tartalmaz hematit szemcséket és mellékkőzetzárványokat. A  $\text{Cal}_{\text{EB}2\text{A}}$  elvétele rostos kalcitból ( $\text{Cal}_{\text{FIB}3}$ ) és kvarcból ( $\text{Qtz}_{\text{FIB}}$ ) álló mikroereket tartalmaz (*IV.2.4.2D ábra*). A három kalcit változat azonos CL szintet mutat (*IV.2.4.2C és D ábra*). Fontos megemlíteni, hogy anhidrit felülbélyegzés ebben az érgenerációban nem jelenik meg.

### IV.3. ÁSVÁNYOS EREK PETROGRÁFIAI JELLEMZŐI A BAT-4 ÉS DELTA-3 FÚRÁSOKBAN

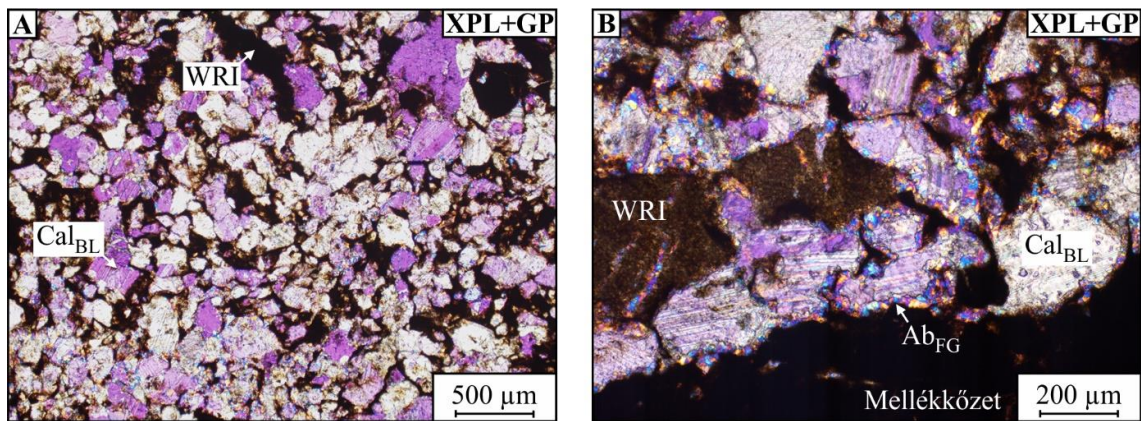
#### IV.3.1. FONATOS LEFUTÁSÚ EREK (VEINCIC)

A BAT-4 fúrásban megjelenő, kőzetzárványokat tartalmazó, fonatos erek (IV.3.1.1 ábra) nagy hasonlóságot mutatnak a BAF-2 fúrás Veincic ereivel. Az átlagos érvastagság 3–6 mm. A kőzetzárványok legnagyobb átmérője ~3 mm, határvonaluk diffúz. Alakjuk általában szabálytalan, vagy az érfallal párhuzamosan megnyúlt. Gyakran figyelhetők meg zárványok által alkotott sáv, sor vagy kúp-a-kúpban szerkezetek (IV.3.1.1A ábra). A klasztok és az érfalak mentén jellemzően finomszemcsés (<60 μm) albit (Ab<sub>FG</sub>) jelenik meg (IV.3.1.1B ábra). Az albit körül ritkán kalcit fordul elő, míg az albit alkotta peremekben esetenként klorit, hematit és kalkopirit (IV.3.1.1C ábra) figyelhető meg. A fő éralkotó ásvány rostos, vagy térkitöltő szövetű anhidrit (Anh<sub>SF</sub>; IV.3.1.1B ábra), amelyben szórványosan finomszemcsés kalcit található. Az anhidrit rostok szélessége változó, 15 és 150 μm között jellemző, hosszuk az adott ér szélességétől függ. Mind az albit mellett, mind az anhidritben megjelenő kalcit megegyező, homogén narancssárga CL színnel rendelkezik, míg az anhidrit kék CL színt mutat.



IV.3.1.1 ábra. Fonatos lefutású erek (Veincic) a BAT-4 fúrásban. A – Az erekben jellemzően nagy mennyiségű mellékkőzetzárvány (WRI) jelenik meg gyakran kúp-a-kúpban (CIC) szerkezetbe rendeződve. B – A kőzetzárványok és az érfalak mentén gyakori a finomszemcsés albit (Ab<sub>FG</sub>). Fő éralkotó ásvány a térkitöltő (Anh<sub>SF</sub>) és a rostos anhidrit. C – Az albitos peremekben gyakran kalkopirit (Ccp) is megfigyelhető. PPL – síkban polarizált fény; XPL – keresztezett polarizált fény; GP – gipsz segédlemez; RL – ráeső fény.

Egyes, a Delta-3 fúrásban található erek szintén nagyon hasonlóak a BAF-2 fúrásban megfigyelt Veinc<sub>CIC</sub> erekhez. Vastagságuk 10–15 mm, lefutásuk szabálytalan, fonatos. Az erekben nagyszámú kőzetzárvány van jelen, amelyek mérete az egészen aprótól (1 µm) az 1–2 cm-es nagyságrendig terjed. A kőzetzárványok alakja általában szabálytalan, hálószerű foszlányokként járnak át az ereket (IV.3.1.2A ábra). A nagyméretű kőzetzárványok általában szögletes határvonalakkal rendelkeznek. A fő repedéskitöltő ásvány kalcit, amely mellett kisebb mennyiségben albit van jelen. A kalcit szemcsék alakja tömbös (Cal<sub>BL</sub>; IV.3.1.2A és B ábra), mérete igen változó, 30 µm és 2,5 mm között gyakori. Az albit 25–30 µm méretű szemcsék formájában jelenik meg a kőzetzárványok és az érfalak mentén (IV.3.1.1B és IV.3.1.2B ábra). A kalcit világos narancssárga CL színnel rendelkezik, míg az albit nem mutat aktivitást.

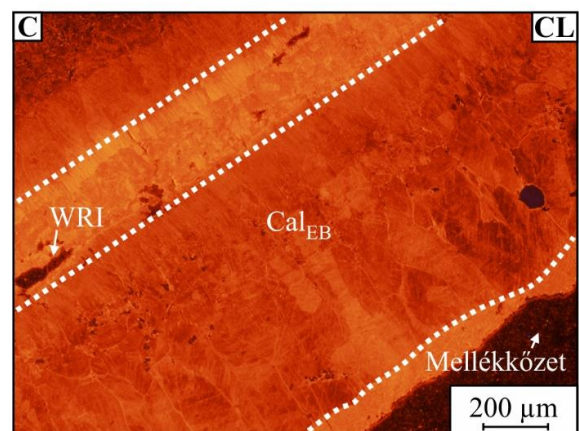
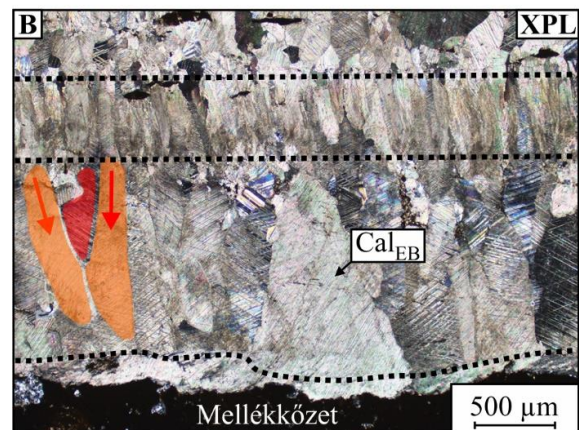
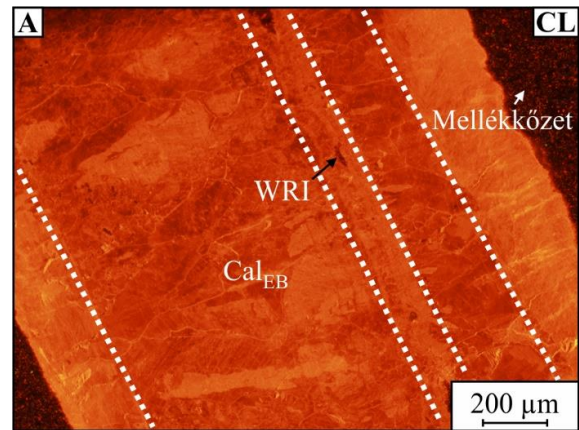


IV.3.1.2 ábra. Fonatos lefutású erek (Veinc<sub>CIC</sub>) a Delta-3 fúrásban. A – Az ereket szabálytalan alakú kőzetzárványok (WRI) hálószerűen járnak át. A fő éralkotó ásvány tömbös morfológiájú kalcit (Cal<sub>BL</sub>). B – Az érfalakon és a kőzetzárványok körül finomszemcsés albit (Ab<sub>FG</sub>) jelenik meg. XPL – keresztezett polarizált fény; GP – gipsz segédlemez.

#### IV.3.2. EGYENES EREK (VEIN<sub>STR</sub>)

A BAT-4 fúrásban észlelt egyenes erek vastagsága általában 3–4 mm. Jellemzőjük, hogy több (3–5) zónából állnak. A zónákat <4 mm átmérőjű, megnyúlt közetzárványokból álló sávok választják el egymástól. A repedéskitöltő ásvány megnyúlt tömbös morfológiájú kalcit (Cal<sub>EB</sub>), amely szemcséinek mérete 80 µm és 1,2 mm között változik. Katódlumineszcens viselkedés alapján két kalcitgeneráció különböztethető meg (IV.3.2A ábra), egy sötét narancssárga CL színű, amely az erek középső részén jellemző, valamint egy világosabb narancssárga CL színű, amely az erek külső zónáiban jelenik meg. A középső, sötétebb narancs kalcitban repedésképződés és bezáródás okozta CL zonáció figyelhető meg, utalva az egyes bezáródási események során jelenlévő fluidumok kémiai összetételének kismértékű változására.

A Delta-3 fúrásban is megjelennek egyenes lefutású erek. Vastagságuk általában 4–5 mm. Rendszerint több (3–5) zónából állnak, amely többszöri felnyílás és cementálódás eredménye. A zónák között érfalakkal párhuzamosan megnyúlt közetzárványok alkotta sávok helyezkednek el. A klaszterek mérete alkalmanként eléri a 9 mm-t. Az uralkodó szemcsemorfológia megnyúlt tömbös és



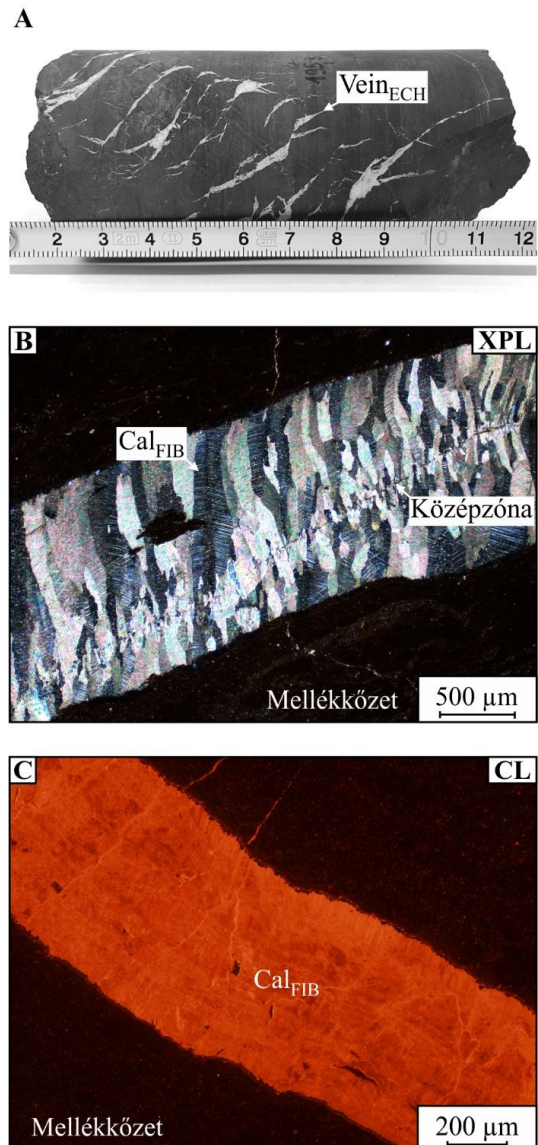
IV.3.2 ábra. Vein<sub>STR</sub> érgeneráció a BAT-4 (A) és a Delta-3 (B és C) fúrásokban. A – Az erek általában több zónából állnak, amelyek a megnyúlt tömbös kalcit (Cal<sub>EB</sub>) kristályok világos, illetve sötét narancssárga katódlumineszcens (CL) színe alapján észlelhetők. A zónák között közetzárványok (WRI) jelennek meg. B – Az éralkotó, megnyúlt tömbös kristályokon a növekedési verseny jól megfigyelhető, a narancssárgával jelölt kristályok túlnőttek a pirossal jelölt társukon. A piros nyilak a szemcsék növekedési irányát jelzik. C – CL szín alapján több eltérő zóna azonosítható, amelyek között gyakran közetzárványok figyelhetők meg. Az eltérő zónák határát fehér (A; C), és fekete (B) pontozott vonalak jelölik. XPL – keresztezett polarizált fény.



megnyúlt (*IV.3.2B ábra*), a szemcsék mérete 100  $\mu\text{m}$  és 1,6 mm között változik. Esetenként finomszemcsés (5–50  $\mu\text{m}$ ) kristályokból álló zóna is megjelenik. A fő éralkotó ásvány kalcit, kisebb mennyiségben barit, és kvarc is megfigyelhető. A kalcit uralkodóan sötét narancssárga CL színnel jelentkezik, azonban időnként világosabb narancs CL színű zónák is megjelennek (*IV.3.2C ábra*). A finomszemcsés zónát sötét narancssárga CL színű kalcit alkotja, amelyhez kvarc is társul. A barit szemcsék megjelenése a sötét narancssárga CL színű kalcitához kötődik.

#### IV.3.3. KULISSZÁS ELRENDEZŐDÉSŰ EREK (VEINECH)

A BAT-4 és Delta-3 fúrásokban a BAF-2 fúráshoz mérten kevés hasadékok alkotta nyírási zónát észleltem a maganyag szemléje során. Makroszkópos megfigyelések alapján azonban szignifikáns hasonlóság állapítható meg a fúrások között a zónákat alkotó hasadékok S, vagy Z betűre emlékeztető alakja miatt (*IV.2.3.2B és IV.3.3A ábra*). A 2–3 cm átmérőjű hasadékok fő éralkotó ásványa kalcit, amely mellett kisebb mennyiségben barit-cölesztin jelenik meg. A szemcsék rostos morfológiával rendelkeznek, növekedési irányukban az erek szélei felé kismértékű szélesedést mutatnak (*IV.3.3B ábra*). A szemcseméret uralkodóan 0,5 és 3 mm között változik a hasadékok méretétől függően. A hasadékban finomszemcsés közettörmelékkel és alkalmanként tömbös morfológiájú, 50–100  $\mu\text{m}$  méretű kvarc kristályokból álló középzóna jelenik meg (*IV.3.3B ábra*). A rostos kristályok alakja gyakran görbült, amely a hasadékok felnyílási pályáját jelzi. Katódlumineszcens

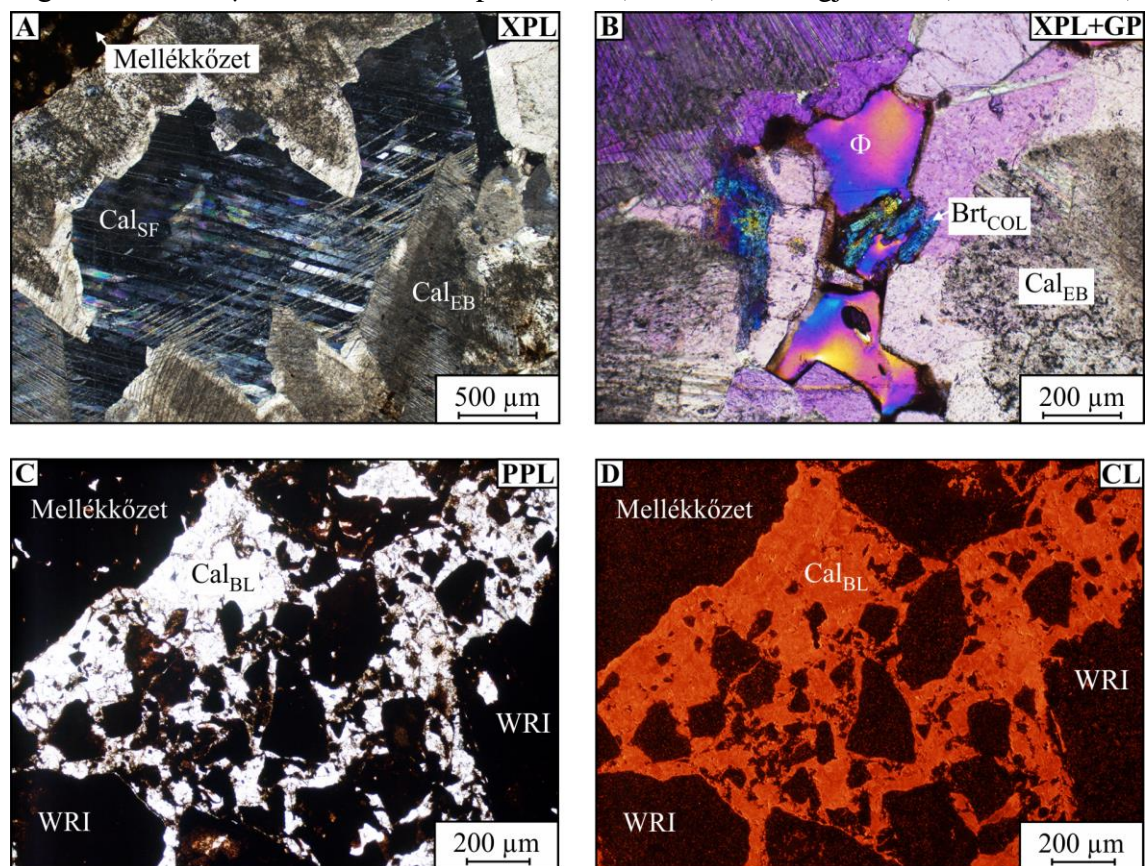


*IV.3.3 ábra. Veine<sub>CH</sub> érgeneráció a Delta-3 fúrásban. A – A nyírási zónát S-alakú hasadékok alkotják. B – A hasadékokat rostos morfológiájú kalcit (Cal<sub>FIB</sub>) tölti ki, amely szemcséi a középzóna felől a hasadékok szélei felé növekedtek. C – Intenzív narancssárga katódlumineszcens (CL) színű éralkotó kalcit, amelyben zonáció figyelhető meg. XPL – keresztezett polarizált fény.*

megjelenése alapján a kalcit döntően egységes, intenzív narancssárga színű, azonban az érfallal párhuzamosan kevésbé intenzíven lumineszkáló sávok jelennek meg (IV. 3.3 C ábra).

#### IV.3.4. BRECCSA EREK (VEIN<sub>BR</sub>)

A BAT-4 fúrásban megjelenő breccsa erek vastagsága 2–3 cm. A cementanyagban gyakran jelennek meg kőzetzárványok, amelyek mérete 30 µm és 4 cm között változik. A kőzetzárványok alakja szögletes, a szomszédos klasztok gyakran pontosan összeilleszthetők egymással és az érfallal (*in-situ fragmentation structures*). A cement jobbára tömbös, ritkábban megnyúlt tömbös morfológiájú, esetenként a fennmaradó pórusteret tölti ki (Cal<sub>EB</sub>; Cal<sub>SF</sub>; IV.3.4A ábra). A tömbös szemcsék mérete általában ~5 mm, a megnyúlt tömbös szemcséké 1,2–1,5 mm, míg a térkitöltőké a rendelkezésre álló szabad pórustértől függ, jellemzően ~2 mm. A fő éralkotó ásvány kalcit, azonban kis mennyiségben 50–850 µm méretű, oszlopos barit (Br<sub>tCOL</sub>) is megjelenik (IV.3.4B ábra).



IV.3.4 ábra. Vein<sub>BR</sub> érgeneráció a BAT-4 (A és B), valamint Delta-3 (C és D) fúrásokban. A – Az ereket több kalcitgeneráció alkotja, amelyek közül a megnyúlt tömbös (Cal<sub>EB</sub>) és a fennmaradó pórusokat kitöltő (Cal<sub>SF</sub>) generációk egyértelműen elkülöníthetők. B – A Cal<sub>EB</sub> pórusaiban (Φ) oszlopos barit (Br<sub>tCOL</sub>) jelenik meg. C – Tömbös kalcit (Cal<sub>BL</sub>) által cementált szögletes kőzetzárványok (WRI). D – A Cal<sub>BL</sub> kalcit sötét narancssárga katódlumineszcés (CL) színnel rendelkezik. PPL – síkban polarizált fény; XPL – keresztezett polarizált fény; GP – gipsz segédlemez.

A tömbös, illetve térkitöltő kalcit általában sötét narancssárga CL színt mutat, míg a megnyúlt tömbös kalcitban gyakran világosabb-sötétebb narancssárga sávok alkotta növekedési zonáció figyelhető meg.

A Delta-3 fúrásban megjelenő breccsa erek legnagyobb vastagsága 3 cm. Az erek nagyszámú közetzárványt tartalmaznak, amelyek mérete néhány  $\mu\text{m}$ -tól 1 cm-ig terjed. A klaszterek alakja gyakran szabálytalan, szögletes, tömbös, ritkábban megnyúlt. A zárványok rendszerint illeszkednek egymáshoz és az érfalakhoz (*IV.3.4C és D ábra*). Repedésképződés és bezáródás folyamathoz köthető szerkezetek (pl. zárványsávok és -sorok) gyakoriak. A szemcsék alakja gyakran tömbös ( $\text{Cal}_{\text{BL}}$ ), a repedésképződés és bezáródás szerkezetek környezetében megnyúlt, míg az egykori érfalak közelében rostos és finomszemcsés. A fő érkötő ásvány kalcit, mellette albit és ritkán kvarc is megfigyelhető. A szemcsék mérete változó, a tömbös szemcséké 5  $\mu\text{m}$ –1,7 mm, a megnyúlt szemcsék hossza 1,2–1,8 mm, a rostosaké 500–600  $\mu\text{m}$ , míg a finomszemcsés együttes ~20  $\mu\text{m}$ -es szemcsékből áll. A megnyúlt, a rostos és a tömbös szemcsék legtöbb esetben sötét narancssárga CL színt mutatnak (*IV.3.4D ábra*), míg a tömbös szemcsék néhol eltérő, világos narancssárga színűek. Mindez alapján több szakaszból álló érfejlődés rekonstruálható.

#### IV.4. FLUIDUMZÁRVÁNY MIKROTERMOMETRIA A BAF–2 FÚRÁS ÁSVÁNYOS EREIBEN

Mikrotermometriai vizsgálat minden olyan repedéskitöltő kalcitban történt, amelyek mérhető fluidumzárvány-együtteseket tartalmaznak. Ugyan másodlagos fluidumzárvány-együttesek számos ásványgenerációban megjelentek, mikrotermometriai méréseket kizárólag elsődleges vagy álmásodlagos fluidumzárványokon végeztem, mivel célom az egyes ásványok kiválási körülményeinek meghatározása volt. Összesen 7 különböző repedéskitöltő cementgenerációból — ásványonként 3–15 fluidumzárvány-együttesből — 166 homogenizációs ( $T_h$ ) és 82 végső jégolvadási hőmérsékletet [ $T_m$  (Ice)] határoztam meg (IV.4.1 táblázat). A fluidumzárványokban megfigyelt fázisátalakulások alapján az egyes fluidumzárvány-együttesek — esetenként nagyon — eltérő sótartalmú, vizes oldatból állnak. Szobahőmérsékleten a legtöbb zárvány kétfázisú: folyadék (L) + gőz (V) az L fázis dominanciájával. A V fázis mennyisége általában 10 és 20 terület% közé esik. A mikrotermometriai eredmények bemutatása és értelmezése során a megfigyelt fázisátalakulások hőmérséklet adatainak első (Q1, 25%) és harmadik (Q3, 75%) kvartilisei közé eső tartományát (interkvartilis terjedelem, *interquartile range*, IQR) tüntetem fel. A homogenizációs hőmérsékletek esetében a minimum értéket is bemutatom. Ily módon keretek közé szorítható a fluidumáramlási események hőmérsékletével kapcsolatos bizonytalanság (FALL & BODNAR 2018), amely a fluidumzárványok bezáródását követő átalakulásából (pl. térfogatnövekedés, felnyílás) származhat. Ezek hatására a fluidumzárványok sűrűsége csökkenhet, amely magasabb  $T_h$  értékeket eredményez. Ezzel szemben sűrűségnövekedéshez jelentősen kevesebb folyamat vezethet (pl. lefűződés két fázis jelenlétében), így az interpretáció során nem mellőzhetők az alacsony  $T_h$  értékek.

Érgeneráció	Ásvány	$T_h$ (°C)			$n$	$T_m$ (Ice; °C)		$n$
		Min.	Q1	Q3		Q1	Q3	
Veinc <sub>CIC</sub>	Cal <sub>SHR2</sub>	90	109	130	28	-9,8	-9,4	12
Vein <sub>STR</sub>	Cal <sub>EB1A</sub>	80	108	128	19	-6,4	-3,1	9
	Cal <sub>EB1B</sub>	94	112	128	35	-6,2	-2,8	11
	Cal <sub>EB1C</sub>	84	122	132	22	-5,9	-3,6	13
Vein <sub>ECH</sub>	Cal <sub>FIB2</sub>	80	99	115	29	-4,6	-3,4	12
Vein <sub>BR</sub>	Cal <sub>EB2A</sub>	130	140	148	30	-2,6	-2,1	12
	Cal <sub>EB2B</sub>	43	43	50	3	-0,2	0,0	13

IV.4.1 táblázat. A BAF–2 fúrás érgenerációinak 7 különböző kalcit generációjában elvégzett homogenizációs hőmérséklet ( $T_h$ ) és végső jégolvadási hőmérséklet [ $T_m$  (Ice)] mérések első (Q1) és harmadik (Q3) kvartilisének értékei a  $T_h$  adatok minimumának feltüntetésével.  $n$  – mérések száma. Veinc<sub>CIC</sub> – fonatos lefutású erek; Veins<sub>STR</sub> – egyenes erek; Vein<sub>ECH</sub> – kullisszás elrendeződésű erek; Vein<sub>BR</sub> – breccsa erek; Cal<sub>SHR2</sub> – szubhedrális kalcit 2; Cal<sub>EB1A-B-C</sub> – megnyúlt tömbös kalcit 1A-B-C; Cal<sub>FIB2</sub> – rostos kalcit 2; Cal<sub>EB2A-B</sub> – megnyúlt tömbös kalcit 2A-B.

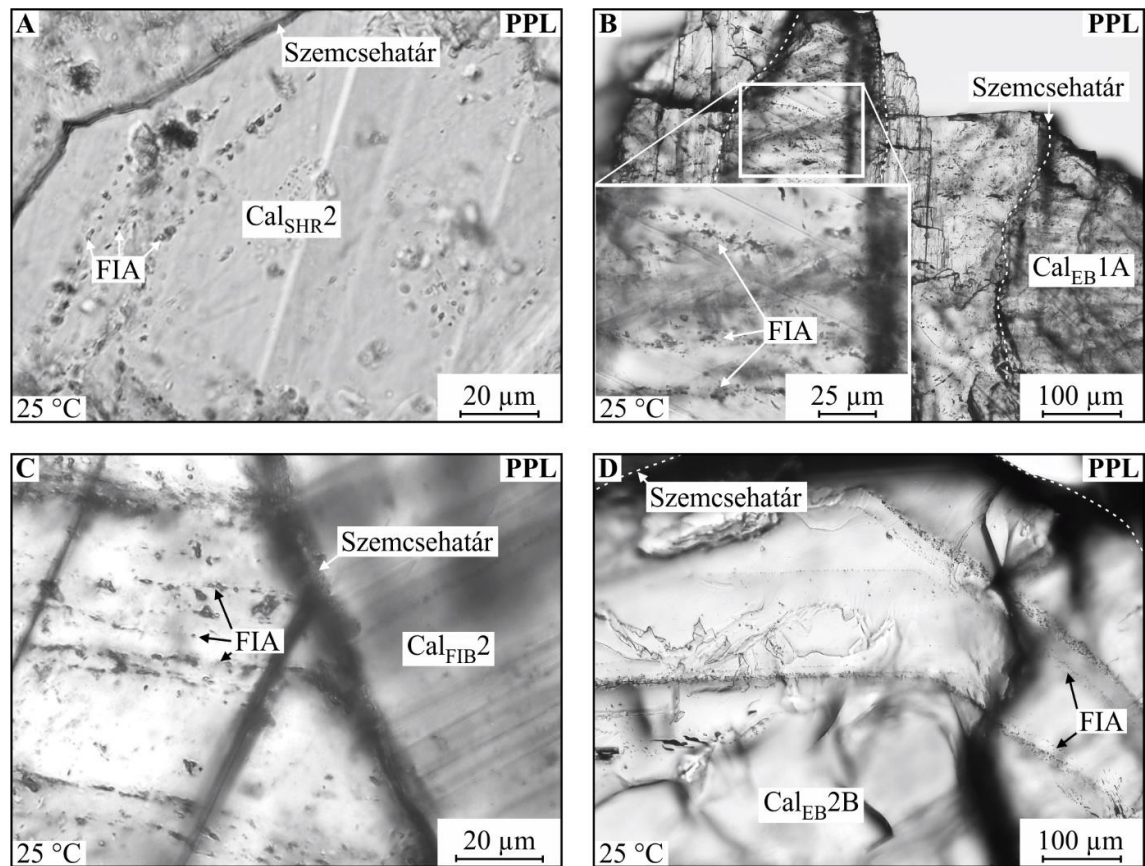
A  $Vein_{CIC}$  érgenerációban megjelenő, fiatalabb kalcitban ( $Cal_{SHR2}$ ) elsődleges, szemcsehatárokkal párhuzamos fluidumzárvány-együttesek figyelhetők meg (*IV.4.1A ábra*). A fluidumzárványok mérete 2–8  $\mu m$ . Alakjuk gyakran kerek, esetenként megnyúlt. A zárványok átlagos  $T_h$  (LV→L) értéke 109 és 130 °C között változik (minimum: 90 °C;  $n=28$ ; *IV.4.2A ábra*), míg a sótartalom 13,2–13,9% ( $wNaCl_{eq}$ ; *IV.4.2B ábra*).

A  $Vein_{STR}$  érgeneráció  $Cal_{EB1A}$ ,  $Cal_{EB1B}$  és  $Cal_{EB1C}$  kalcitgenerációiban a megnyúlt tömbös kristályok határait merőleges fluidumzárvány-együttesek jelennek meg (*IV.4.1B ábra*). Ezek a zárványokból álló síkok repedésképződés és bezáródás során kialakuló zárványsávokként értelmezhetők (RAMSAY 1980; ENGLISH & LAUBACH 2017), amely a fluidumzárvány-együttesek elsődleges eredetére utal. A zárványok mérete 2–7  $\mu m$ , alakjuk általában szabálytalan, ritkábban kerekded, vagy megnyúlt. A  $Cal_{EB1A}$  kalcitban meghatározott átlagos  $T_h$  (LV→L) értékek 108 és 128 °C között mozognak (minimum: 80 °C;  $n=19$ ; *IV.4.2A ábra*), míg a sótartalom jellemzően 5,1 és 9,7% ( $wNaCl_{eq}$ ) közé esik (*IV.4.2B ábra*). A  $Cal_{EB1B}$  jellemző  $T_h$  (LV→L) értéke 112–128 °C tartománybasorolható (minimum: 94 °C;  $n=35$ ; *IV.4.2A ábra*), az átlagos szalinitás 4,6–9,5% ( $wNaCl_{eq}$ ; *IV.4.2B ábra*). A  $Cal_{EB1C}$  átlagos  $T_h$  (LV→L) adatai 122 és 132 °C között változnak (minimum: 84 °C;  $n=22$ ; *IV.4.2A ábra*), a jellemző sótartalom 5,8–9,1% ( $wNaCl_{eq}$ ; *IV.4.2B ábra*).

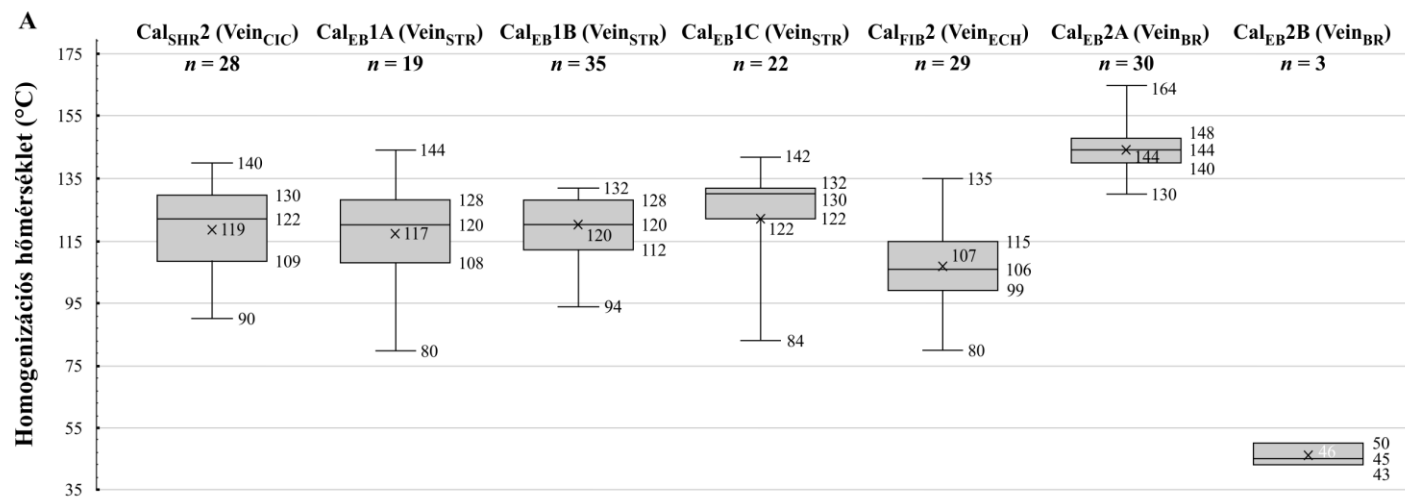
A  $Vein_{ECH}$  érgeneráció rostos kalcit cementjében ( $Cal_{FIB2}$ ) kétfázisú (L+V) fluidumzárványokból álló együttesek figyelhetők meg, amelyek nem haladnak át a szemcsék határain utalva ezzel elsődleges, vagy álmásodlagos eredetükre (*IV.4.1C ábra*). A 2–12  $\mu m$  méretű fluidumzárványok általában ovális vagy megnyúlt alakúak. Az átlagos  $T_h$  (LV→L) értékek 99 és 115 °C közé esnek (minimum: 80 °C;  $n=29$ ; *IV.4.2A ábra*), míg a szalinitás jellemzően 5,6–7,3% ( $wNaCl_{eq}$ ; *IV.4.2B ábra*).

A  $Vein_{BR}$  érgeneráció esetében a  $Cal_{EB2A}$  kalcitban kétfázisú (L+V), míg a  $Cal_{EB2B}$  esetében uralkodóan egyfázisú (L) fluidumzárványok jelennek meg. A megnyúlt vagy szabálytalan alakú elsődleges zárványok a kalcit kristályok határait párhuzamos síkok mentén gyakoriak (*IV.4.1D ábra*). A zárványok maximális mérete 2 és 10  $\mu m$  közötti a  $Cal_{EB2A}$  esetében, míg 6 és 27  $\mu m$  közé esik a  $Cal_{EB2B}$ -ben. A  $Cal_{EB2A}$ -ban mért  $T_h$  (LV→L) értékek jellemzően 140-től 148 °C-ig terjednek (minimum: 130 °C;  $n=30$ ; *IV.4.2A ábra*), míg az átlagos sótartalom 3,6 és 4,3% ( $wNaCl_{eq}$ ) közé esik (*IV.4.2B ábra*). A  $Cal_{EB2B}$  kalcitban mindössze három kétfázisú (L+V) fluidumzárvány volt mérhető, amelyek  $T_h$  (LV→L) értéke 43 és 50 °C közé esik. A homogenizációs hőmérsékletek

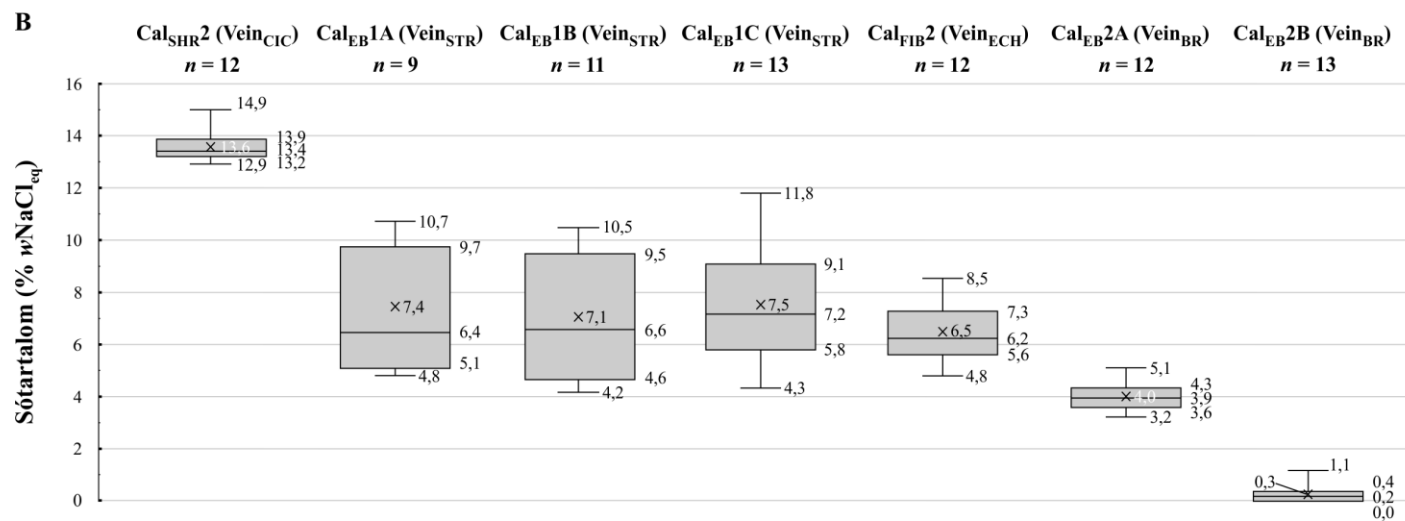
mérését követő mesterséges tágítás (GOLDSTEIN & REYNOLDS 1994) lehetővé tette több zárvány ( $n=13$ )  $T_m$  (Ice) értékének meghatározását, amelyek 0,0–0,4% ( $w\text{NaCl}_{\text{eq}}$ ) átlagos sótartalmat jeleznek (IV.4.2B ábra).



IV.4.1 ábra. Fluidumzárvány-együttesek (FIA) a  $\text{Cal}_{\text{SHR}2}$  (A;  $\text{Vein}_{\text{CIC}}$ ),  $\text{Cal}_{\text{EB}1\text{A}}$  (B;  $\text{Vein}_{\text{STR}}$ ),  $\text{Cal}_{\text{FIB}2}$  (C;  $\text{Vein}_{\text{ECH}}$ ) és  $\text{Cal}_{\text{EB}2\text{B}}$  (D;  $\text{Vein}_{\text{BR}}$ ) éralkotó kalcitban. PPL – síkban polarizált fény.



IV.4.2 ábra. A – Fluidumzárványok homogenizációs hőmérséklete (°C), és B – sótartalma (% wNaCl<sub>eq</sub>) box and whiskers diagramokon. Az értékek középső felét a szürke téglalap alakú területek szemléltetik, a dobozokon belüli X és vízszintes vonal jelölések az adatok átlagát és mediánját mutatják.



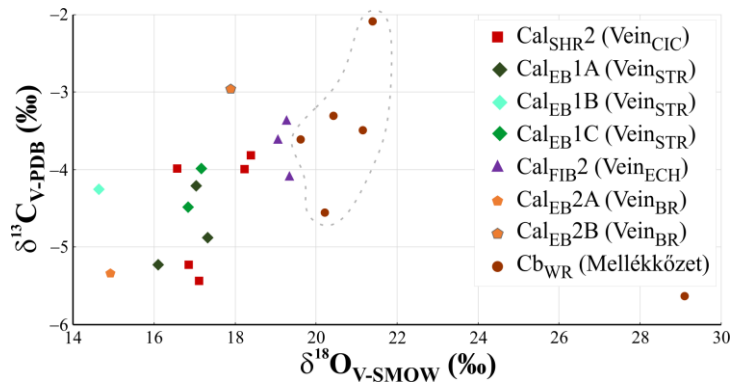
#### IV.5. STABILIZOTÓP-ARÁNY MÉRÉSEK A BAF–2 FÚRÁS ÁSVÁNYOS EREIBEN

Szén- és oxigénizotóp-arány mérések az erekben és a mellékkőzetben megjelenő karbonát (kalcit±dolomit) ásványokból készültek (IV.5.1 ábra; IV.5.1 táblázat).

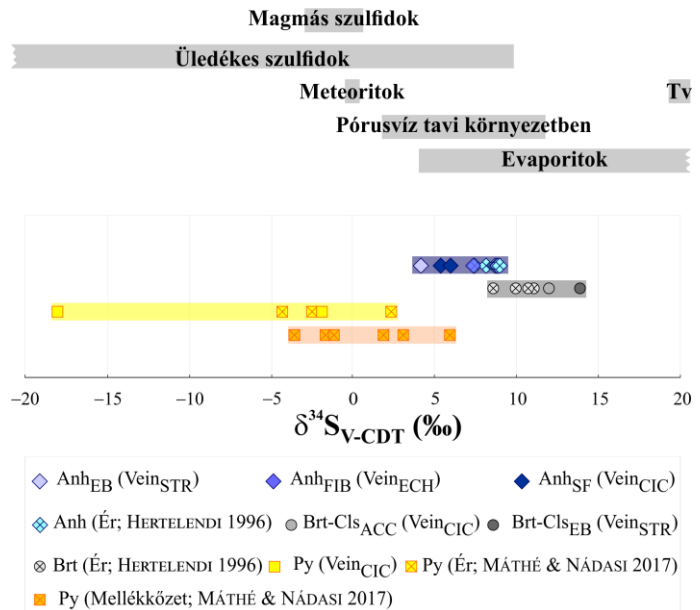
A Vein<sub>CIC</sub> érgenerációban megjelenő kalcit (Cal<sub>SHR2</sub>) stabilizotóp-arányai egy szűk tartományban összpontosul-

nak, a  $\delta^{13}\text{C}$   $-5,32$  és  $-3,81\text{‰}$ , míg a  $\delta^{18}\text{O}$  értékek  $16,57$  és  $18,39\text{‰}$  közé esnek függetlenül a minták származási mélységétől. Ezek az értékek számottevő átfedésben vannak a Vein<sub>STR</sub> erekben megjelenő kalcitra (Cal<sub>EB1A</sub>, -B és -C) kapott jellemzőkkel, ugyanis a  $\delta^{13}\text{C}$   $-5,23$  és  $-3,98\text{‰}$ , míg a  $\delta^{18}\text{O}$  érték  $14,63$  és  $17,31\text{‰}$  között mozog. A Vein<sub>ECH</sub> érgeneráció kalcitjának (Cal<sub>FIB2</sub>)  $\delta^{13}\text{C}$  értéke  $-4,08$  és  $-3,36\text{‰}$  közé esik, míg a  $\delta^{18}\text{O}$  értékek  $19,05$  és  $19,34\text{‰}$  között helyezkednek el. Ez a rostos kalcitra (Cal<sub>FIB2</sub>) jellemző összetétel igen közel esik a mellékkőzet karbonátjára (Cal<sub>WR</sub>) jellemző értékekhez. A Vein<sub>BR</sub> érgeneráció kalcitjai (Cal<sub>EB2A</sub> és Cal<sub>EB2B</sub>) igen változatos  $\delta^{13}\text{C}$  és  $\delta^{18}\text{O}$  értékkel rendelkeznek, ugyanakkor ezek sincsenek túl messze ( $\delta^{13}\text{C}$  esetében  $<0,41\text{‰}$ ) a többi erre jellemző értékektől.

Kénizotóp-arány mérések éralkotó szulfátokból (anhidrit, barit-cölesztin) és piritből készültek (IV.5.2 ábra; IV.5.2 táblázat). Az anhidrit (Anh<sub>SF</sub>, Anh<sub>EB</sub> és



IV.5.1 ábra. A BAF–2 fúrás éralkotó kalcit (Cal) és mellékkőzetből (agyagkő, aleurolit) származó karbonát (Cb<sub>WR</sub>) ásványainak szén- és oxigénizotóp-aránya. A jellemző Cb<sub>WR</sub> értékeket szürke szaggatott vonal különíti el.



IV.5.2 ábra. A BAF éralkotó anhidrit (Anh<sub>EB</sub>; Anh<sub>FIB</sub>; Anh<sub>SF</sub>), barit-cölesztin (Brt-ClS<sub>ACC</sub>; Brt-ClS<sub>EB</sub>) és pirit (Py) ásványainak  $\delta^{34}\text{S}$  értéke, kiegészítve HERTELENDI (1996) által leírt éralkotó anhidrit és barit  $\delta^{34}\text{S}$  értékeivel, valamint MÁTHÉ & NÁDASI (2017) által bemutatott, éralkotó és mellékkőzetből (agyagkő, aleurolit, homokkő) származó pirit  $\delta^{34}\text{S}$  értékeivel. A diagram fölötti szürke, vízszintes  $\delta^{34}\text{S}$  tartományok eltérő környezetek összetételét ábrázolják (THODE 1991; HERTELENDI 1996; HOEFS 2009). Tv – tenger-víz.



Anh<sub>FIB</sub>)  $\delta^{34}\text{S}$  értéke egy szűk tartományba, 4,14 és 7,35‰ közé esik. A barit-cölesztin (Br<sub>t</sub>-Cl<sub>SACC</sub> és Br<sub>t</sub>-Cl<sub>SEB</sub>)  $^{34}\text{S}$  izotópban gazdagabb,  $\delta^{34}\text{S}$  értéke 12,00 és 13,88‰. A 831 m mélységből származó pirit minta  $\delta^{34}\text{S}$  összetétele megegyezik a MÁTHÉ & NÁDASI (2017) által bemutatott –4,30 és 5,90‰ közötti  $\delta^{34}\text{S}$  értékekkel, amelyek erekből és mellékkőzetből származó piritre vonatkoznak a BAF–2 fúrásban. Ugyanakkor a 622 m mélységből származó minta jelentősen szegényedett  $^{34}\text{S}$  izotópban,  $\delta^{34}\text{S}$  értéke –18,01‰ (IV.5.2 táblázat).

Mintaazonosító	Mélység (m)	Mintatípus	Ásvány	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
BAF–2_074	74	Agyagkő	Cb <sub>WR</sub>	–2,08	21,39
BAF–2_251/1	251	ÉR (VeinSTR)	Cal <sub>EB1A</sub>	–4,20	17,03
BAF–2_251/2	251	ÉR (VeinCIC)	Cal <sub>SHR2</sub>	–3,98	16,57
BAF–2_283/1	283	ÉR (VeinECH)	Cal <sub>FIB2</sub>	–4,08	19,34
BAF–2_283/2	283	Aleurolit	Cb <sub>WR</sub>	–3,49	21,14
BAF–2_356	356	ÉR (VeinSTR)	Cal <sub>EB1C</sub>	–3,98	17,16
BAF–2_500	500	ÉR (VeinECH)	Cal <sub>FIB2</sub>	–3,36	19,26
BAF–2_548	548	ÉR (VeinBR)	Cal <sub>EB2B</sub>	–2,95	17,89
BAF–2_608/1	608	ÉR (VeinCIC)	Cal <sub>SHR2</sub>	–3,81	18,39
BAF–2_608/2	608	ÉR (VeinCIC)	Cal <sub>SHR2</sub>	–3,99	18,22
BAF–2_608/3	608	Aleurolit	Cb <sub>WR</sub>	–3,30	20,42
BAF–2_657	657	ÉR (VeinECH)	Cal <sub>FIB2</sub>	–3,61	19,05
BAF–2_720/1	720	ÉR (VeinSTR)	Cal <sub>EB1C</sub>	–4,48	16,83
BAF–2_720/2	720	ÉR (VeinSTR)	Cal <sub>EB1A</sub>	–5,23	16,10
BAF–2_720/3	720	ÉR (VeinSTR)	Cal <sub>EB1B</sub>	–4,25	14,63
BAF–2_720/4	720	Aleurolit	Cb <sub>WR</sub>	–3,61	19,60
BAF–2_760/1	760	ÉR (VeinCIC)	Cal <sub>SHR2</sub>	–5,23	16,85
BAF–2_760/2	760	ÉR (VeinCIC)	Cal <sub>SHR2</sub>	–5,43	17,11
BAF–2_760/3	760	Aleurolit	Cb <sub>WR</sub>	–4,55	20,20
BAF–2_767/1	767	ÉR (VeinBR)	Cal <sub>EB2A</sub>	–5,33	14,92
BAF–2_767/2	767	Agyagkő	Cb <sub>WR</sub>	–5,62	29,09
BAF–2_831	831	ÉR (VeinSTR)	Cal <sub>EB1A</sub>	–4,87	17,31

IV.5.1 táblázat. A BAF–2 fúrás éralkotó kalcit (Cal<sub>SHR2</sub>, Cal<sub>EB1A-B-C</sub>, Cal<sub>FIB2</sub>, Cal<sub>EB2A-B</sub>) és mellékkőzetben (agyagkő, aleurolit) megjelenő karbonát (Cal<sub>WR</sub>, kalcit±dolomit) ásványainak  $\delta^{13}\text{C}_{V-PDB}$  (‰) és  $\delta^{18}\text{O}_{V-SMOW}$  (‰) értékei.

Minta-azonosító	Származási hely, mélység (m)	Mintatípus	Ásvány	$\delta^{34}\text{S}$	Hivatkozások
BAF-2_622/1	BAF-2 fúrás, 622	ÉR (VeincIC)	Br <sub>t</sub> -Cl <sub>s</sub> ACC	12,00	Jelen tanulmány
BAF-2_622/2	BAF-2 fúrás, 622	ÉR (VeincIC)	Py	-18,01	Jelen tanulmány
BAF-2_644	BAF-2 fúrás, 644	ÉR (VeinSTR)	Anh <sub>EB</sub>	4,14	Jelen tanulmány
BAF-2_657	BAF-2 fúrás, 657	ÉR (VeinECH)	Anh <sub>FIB</sub>	7,35	Jelen tanulmány
BAF-2_720	BAF-2 fúrás, 720	ÉR (VeinSTR)	Br <sub>t</sub> -Cl <sub>s</sub> EB	13,88	Jelen tanulmány
BAF-2_760/1	BAF-2 fúrás, 760	ÉR (VeincIC)	Anh <sub>SF</sub>	5,35	Jelen tanulmány
BAF-2_831/1	BAF-2 fúrás, 831	ÉR (VeincIC)	Anh <sub>SF</sub>	5,90	Jelen tanulmány
BAF-2_831/2	BAF-2, fúrás 831	ÉR (VeincIC)	Py	-1,86	Jelen tanulmány
$\alpha/1_{232/1}$	$\alpha/1$ vágat, 232	ÉR (n.a.)	Br <sub>t</sub>	8,58	HERTELENDI 1996
$\alpha/1_{232/2}$	$\alpha/1$ vágat, 232	ÉR (n.a.)	Br <sub>t</sub>	9,95	HERTELENDI 1996
$\alpha/1_{233}$	$\alpha/1$ vágat, 233	ÉR (n.a.)	Br <sub>t</sub>	11,05	HERTELENDI 1996
$\alpha/1_{244}$	$\alpha/1$ vágat, 244	ÉR (n.a.)	Br <sub>t</sub>	10,72	HERTELENDI 1996
BAT-4_985	BAT-4 fúrás, 985	ÉR (n.a.)	Anh	8,98	HERTELENDI 1996
BAT-5_924	BAT-5 fúrás, 924	ÉR (n.a.)	Anh	8,86	HERTELENDI 1996
BAT-5_929	BAT-5 fúrás, 929	ÉR (n.a.)	Anh	8,70	HERTELENDI 1996
BAT-5_995	BAT-5 fúrás, 995	ÉR (n.a.)	Anh	8,15	HERTELENDI 1996
BAT-5_1018	BAT-5 fúrás, 1018	ÉR (n.a.)	Anh	8,79	HERTELENDI 1996
BAT-5_1065	BAT-5 fúrás, 1065	ÉR (n.a.)	Anh	7,44	HERTELENDI 1996
G-43492	BAF-2 fúrás, 150	Agyagkő (red.)	Py	-3,60	MÁTHÉ & NÁDASI 2017
G-43590	BAF-2 fúrás, 709	Aleurolit	Py	-1,20	MÁTHÉ & NÁDASI 2017
G-43592	BAF-2 fúrás, 717	Aleurolit	Py	1,90	MÁTHÉ & NÁDASI 2017
G-43596	BAF-2 fúrás, 727	Aleurolit	Py	-1,70	MÁTHÉ & NÁDASI 2017
G-43596	BAF-2 fúrás, 727	ÉR (n.a.)	Py	2,40	MÁTHÉ & NÁDASI 2017
G-43602	BAF-2 fúrás, 760	ÉR (n.a.)	Py	-4,30	MÁTHÉ & NÁDASI 2017
G-43605	BAF-2 fúrás, 830	Mellékkőzet (n.a.)	Py	3,10	MÁTHÉ & NÁDASI 2017
G-43608	BAF-2 fúrás, 841	ÉR (n.a.)	Py	-2,50	MÁTHÉ & NÁDASI 2017
G-43614	BAF-2 fúrás, 884	Mellékkőzet (n.a.)	Py	5,90	MÁTHÉ & NÁDASI 2017
G-43616	BAF-2 fúrás, 897	Homokkő	Py	-3,60	MÁTHÉ & NÁDASI 2017

IV.5.2 táblázat. A BAF éralkotó anhidrit (Anh<sub>EB</sub>; Anh<sub>FIB</sub>; Anh<sub>SF</sub>), barit-cölesztin (Br<sub>t</sub>-Cl<sub>s</sub>ACC; Br<sub>t</sub>-Cl<sub>s</sub>EB) és pirit (Py) ásványainak  $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$  (‰) értékei kiegészítve HERTELENDI (1996) és MÁTHÉ & NÁDASI (2017) által bemutatott, éralkotó és mellékkőzetből (agyagkő, aleurolit, homokkő) származó piritek  $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$  (‰) értékeivel. n.a. – nincs adat; red. – reduktív réteg.

## V. DISZKUSSZIÓ

### **V.1. AZ ÉRGENERÁCIÓK MIKROSZERKEZETE, SZÖVETE, ÉRNÖVEKEDÉSI ÉS ANYAG-TRANSPORT MECHANIZMUSA A BAF-2 FÚRÁSBAN**

#### V.1.1. A FONATOS LEFUTÁSÚ EREK (VEIN<sub>CIC</sub>)

##### V.1.1.1. A mikroszerkezetek potenciális kialakulási mechanizmusa

A zárványsávokban, -sorokban és kúp-a-kúpban mikroszerkezetekben megjelenő egyes mellékközetzárványok alakja két különböző kialakulási mechanizmussal is magyarázható: a) repedésképződés és bezáródás (RAMSAY 1980) vagy b) folytonos érnövekedés (MEANS & LI 2001; WILTSCHKO & MORSE 2001; HILGERS & URAI 2005; COBBOLD & RODRIGUES 2007; COBBOLD et al. 2013). A legtöbb közetzárvány görbült alakú (IV.2.1.1 és IV.2.1.2 ábra), néhány közülük még csatlakozik az érfalhoz és az ér közepe felé hajlik (IV.2.1.1E és IV.2.1.2 ábra). Mindemellett, a görbült közetzárványok központi nyílásszöge fokozatosan csökken az érfalaktól az erek közepe felé haladva (IV.2.1.1C és D ábra). A klasztok ilyen jellegű, folytonos deformációja nem egyeztethető össze a repedésképződés és bezáródás folyamattal. Figyelembe véve, hogy repedésképződés és bezáródás mechanizmus esetén számos kisméretű közetzárvány (10–50 µm; IV.2.1.1A és E ábra) keskeny felnyílási esemény eredménye, míg a nagyméretű klasztok (1–2 mm; IV.2.1.1A és E ábra) viszonylag széles eseményekhez kötődhetnek. A közvetlenül egymás mellett megjelenő, jelentősen eltérő méretű közetzárványok (IV.2.1.1E ábra) kialakulása szintén nem magyarázható az említett folyamattal. Így tehát a közetzárványok hajlott geometriájára, kúp-a-kúpban mikroszerkezetek jelenlétére és a zárványok részleges szeparálódására alapozva, a közetzárványok kialakulása nem repedésképződés és bezáródás mechanizmushoz, hanem folytonos alakváltozáshoz kötődik (RUTTER 1986; FOSSEN & CAVALCANTE 2017). A diffúz zárványhatárok (IV.2.1.3A ábra) arra utalnak, hogy az érfejlődés az üledék gyengén konszolidálódott állapotában történhetett. A növekvő kristályok képesek voltak egyes részeket leszakítani az érfalokról és folytonosan deformálni azokat szeparálódásuk során. Mivel a közetzárványokon nincsenek plasztikus deformációra utaló jelek (pl. törmelékes kvarc unduláló kioltása, kis hőmérsékletű szemcsehatár-vándorlása), így feltételezhető, hogy az alakváltozás képlékeny stílusú rideg mechanizmusú (szemcsefolyás) volt, amely szintén a konszolidálatlan, kissé konszolidált üledékekre jellemző (FOSSEN 2010). Összegezve, a Vein<sub>CIC</sub> generáció kialakulása során a folytonos érnövekedés (HILGERS & URAI 2005) lehetett az uralkodó folyamat, amely jellegzetes mikroszerkezeteket és görbült közetzárvány-geometriát

eredményezett. A kőzetzárványok képlékeny stílusú alakváltozása — ennél fogva az ér kialakulása — valószínűleg az üledék kismértékben konszolidált, kis kohéziójú állapotában ment végbe.

#### V.1.1.2. Az erek eredeti orientációját befolyásoló tényezők

Néhány fúrómag mintában megjelennek olyan  $Vein_{CIC}$  erek, amelyek közel párhuzamosak a rétegződéssel. A legtöbb esetben ugyanakkor a rétegződést makroszkópos léptékben nem lehet meghatározni. A BAF-2 fúrásban végzett akusztikus lyukfaltelevíziós mérések alapján az üledékes rétegződés átlagos dőlésszöge  $40^\circ$  (BERNÁTH et al. 2014; SÁMSON 2015), amely közel azonos a  $Vein_{CIC}$  erekre jellemző,  $42^\circ$ -os átlagos dőlésszöggel (HRABOVSKY et al. 2017). Mindez arra utal, hogy a megfigyelt erek közel párhuzamosan alakultak ki a rétegződéssel, azaz eredetileg vízszinteshez közeli helyzetűek lehettek.

Az erekben megfigyelt zárványsorok és kúp-a-kúpban mikroszerkezetek orientációja (IV.2.1.1 és IV.2.1.2 ábra), valamint az erek falán megjelenő litoklasztok egymáshoz viszonyított helyzete alapján (IV.2.1.4 ábra) a  $Vein_{CIC}$  erek cementálódott, szakításos eredetű töréseknek tekinthetők (pl. TWISS & MOORES 1992; VAN DER PLUIJM & MARSHAK 2004; FOSSEN 2010). Ennek értelmében az erek szélesedése az érfalakra merőleges irányban ment végbe, elhanyagolható nyírófeszültség mellett. A törés síkja párhuzamos volt a legnagyobb hatékony feszültséggel ( $\sigma'_1$ ), és merőleges a legkisebb hatékony feszültség ( $\sigma'_3$ ) irányára. Ilyen körülmények között szakításos eredetű törések akkor jöhetnek létre, ha a Mohr-kör egyetlen pontban, a  $\sigma_n$  tengely mentén érinti a törési burkológörbét a Mohr-diagram tenziós oldalán. Ehhez szükséges, hogy a hatékony, és a különböző feszültség ( $\sigma_d$ ) viszonylag kicsi legyen. Ilyen hatékony feszültség megnövekedett fluidumnyomás ( $P_f$ ) és/vagy kristályosodás által kifejtett nyomás ( $P_{fc}$ ) következtében jöhet létre, míg kis  $\sigma_d$  a (14) egyenletnek megfelelően általában a felszínhez közel található:

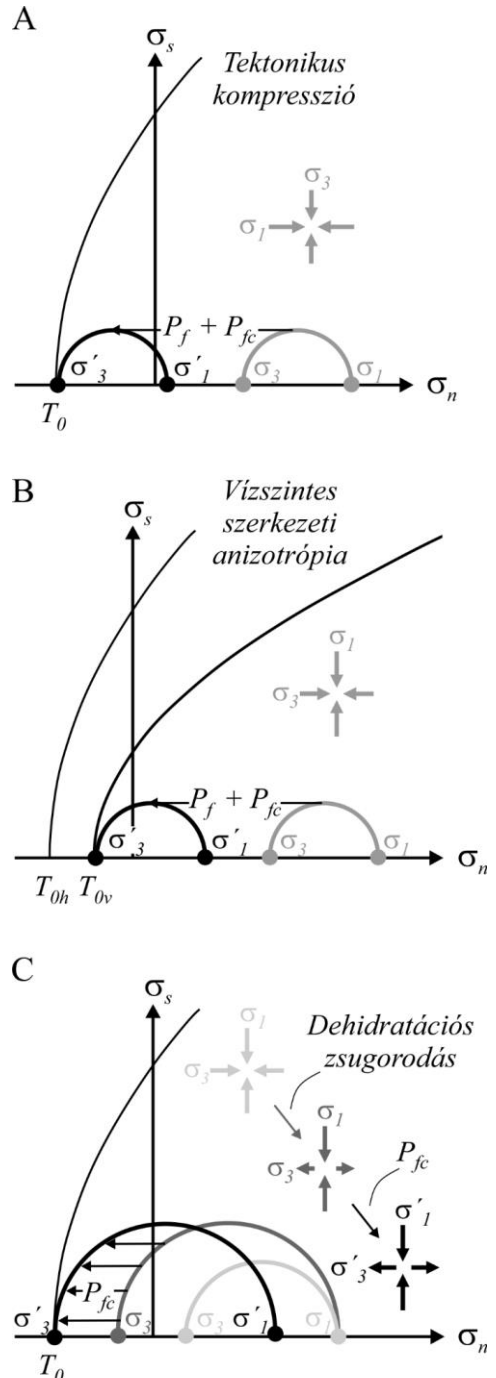
$$\sigma_d \approx 0,5\delta \times g \times h, \quad (14)$$

ahol  $\delta$  a sűrűség,  $g$  a nehézségi gyorsulás, míg  $h$  a mélység (VAN DER PLUIJM & MARSHAK 2004). Szivárgási erők hatására azonban kis  $\sigma_d$  nagyobb mélységben is kifejlődhet (részletek a III.3.4. fejezetben).

GALE et al. (2014) szerint a szivárgási erők (III.3.4.4 ábra) mellett tektonikai feszültség (V.1.1.2A ábra) és a kőzettest szakítószilárdságában fennálló anizotrópia (pl. réteglapok; V.1.1.2B ábra; LASH & ENGELDER 2005) is eredményezheti rétegzéssel párhuzamos erek kialakulását. Feszültségcsökkenés (tektonikus kiemelkedés; EL TABAKH et al. 1998), szénhidrogén-képződés (katagenezis; RODRIGUES et al. 2009), kompaktió (TERZAGHI ET AL. 1996), kristályosodás által kifejtett nyomás (TABER 1916; MENG et al. 2018), valamint dehidratációs zsugorodás (V.1.1.2C ábra) és ezek kombinációja is hozzájárulhat az érfejlődéshez (V.1.1.2 táblázat). Jelentős — kristályosodás által kifejtett — nyomás kialakulásához a pórusfluidum jelentős túltelítettsége szükséges, amely felszínhez közeli bepárlódásból (MEANS & LI 2001; WILTSCHKO & MORSE 2001), míg nagyobb mélységben nyomásoldódásból származhat (FOWLER & YANG 1999; YANG 2000; MENG et al. 2018b).

Figyelembe véve, hogy a Veincic érgeneráció a BAF–2 fúrás legidősebb, nyírást nem jelző szerkezeti eleme (IV.1.2 ábra; HRABOVSKI et al. 2017), valamint, hogy feltételezhetően egy

V.1.1.2 ábra. A tektonikus kompresszió (A), a vízszintes szerkezeti anizotrópia (B) és a dehidratációs zsugorodás hatása a feszültségmezőre, és ezáltal a kialakuló törések orientációjára emelkedett fluidumnyomás ( $P_f$ ) és/vagy kristályosodás által kifejtett nyomás ( $P_{fc}$ ) esetén. A – Tektonikus kompresszió hatására a teljes vízszintes feszültség (horizontal applied stress) megnövekszik:  $\sigma_3 \rightarrow \sigma_1$ . Az emelkedett  $P_f + P_{fc}$  a Mohr-kört balra, azaz tenziós irányba tolja. Amennyiben a  $\sigma'_1$  és  $\sigma'_3$  közötti különbség kicsi, a Mohr-kör egyetlen ponton érinti a törési burkológörbét a  $\sigma_n$  tengely mentén, így vízszintes, szakításos eredetű törések jönnek létre. B – Függőleges ( $T_{0v}$ ) és vízszintes ( $T_{0h}$ ) szakítószilárdságra vonatkozó burkológörbék vízszintes szerkezeti anizotrópia (pl. réteglapok) jelenlétében VERNIK (2016) nyomán. Növekvő  $P_f$  és/vagy  $P_{fc}$  következtében a hatékony feszültséget reprezentáló Mohr-kör a függőleges szakítószilárdságra vonatkozó burkológörbét érinti, mivel  $T_{0v} < T_{0h}$ . Amennyiben a  $\sigma'_1$  és  $\sigma'_3$  közötti különbség kicsi, úgy vízszintes, szakításos eredetű törések jönnek létre. C – Dehidratációs zsugorodás eredményeként a Mohr-kör mérete növekszik és belép a Mohr-diagram tenziós oldalára. Az ásványok kiválásával fellépő  $P_{fc}$  eredményeként a Mohr-kör tenziós irányba tolódik. Ha a  $\sigma'_1$  és  $\sigma'_3$  közötti különbség kicsi, úgy szakításos eredetű törések jönnek létre, azonban nem vízszintes, hanem függőleges irányban.



gyengén konszolidálódott üledékben jött létre folyamatos fejlődés során, valószínűsíthető, hogy kifejlődése egy tektonikailag inaktív környezetben ment végbe. Ezenfelül a szénhidrogén-képződés szerepe is kizárható, ugyanis a BAF-ban nem jelenik meg sem szilárd, sem folyékony szénhidrogén-maradvány.

Törés oka	Nyomásra gyakorolt hatás	Törésorientáció	Ábra	Vizsgált erek kialakulásához hozzájárulhatott
Tektonikus kompresszió	Növekvő vízszintes feszültség	Vízszintes	V.2A	Nem
Szivárgási erők	Legkisebb feszültség függőlegessé válik	Vízszintes	III.3.4.4	Igen
Szerkezeti anizotrópia (pl. réteglapok)	Csökkenő függőleges $T_0$	Vízszintes	V.2B	Igen
Tektonikus kiemelkedés	Növekvő $P_f$	Függőleges	III.3.4.2	Nem
Katagenézis	Növekvő $P_f$	Függőleges	III.3.4.2	Nem
Kompakció	Növekvő $P_f$	Függőleges	III.3.4.2	Igen
Kristályosodás	Növekvő $P_{fc}$	Függőleges	III.3.4.2	Igen
Dehidratációs zsugorodás	Csökkenő vízszintes feszültség	Függőleges	V.2C	Igen

V.1.1.2 táblázat. Szakításos eredetű törések kialakulásának lehetséges okai részlegesen litifikálódott üledékekben (GALE et al. 2014) és ezek feltételezhető szerepe a vizsgált erek kialakulásában.

### V.1.1.3. A folyamatos érfejlődés okai

Mikroszerkezeti megfigyelések (pl. kőzetzárványok alakja, elrendeződése, határvonala) alapján arra következtethetünk, hogy a  $Ve_{incic}$  erek folyamatos érfejlődés eredményei. Képződésük során a növekvő kristályok lépést tartottak a felnyílással, mi több, az érfejlődést a kristályosodás által végbemenő kiszorításos tágulás (*displacive widening*) eredményezte. A szakirodalomban fellelhető elméletek ugyan magyarázzák a vízszintes erek (COBBOLD & RODRIGUES 2007), valamint a kúp-a-kúpban szerkezetek kialakulását (WOODLAND 1964; FRANKS 1969), azonban ezek együttes megjelenését, mint az a BAF esetében — a  $Ve_{incic}$  erek dőlésszöge (HRABOVSKI et al. 2017) és mikroszerkezete (IV.2.1.2 ábra) alapján — feltételezhető, egyik modell sem tisztázza kielégítően. A következő két koncepcionális modell részletesen bemutatja a vízszintes felületek mentén jelentkező folytonos érnövekedéshez vezető lehetséges folyamatokat, amelyek a BAF eltérő mélységeiben a tárgyalt érgeneráció kialakulását eredményezhették.

1) A felszínhez közel (<15 m; PLUMMER & GOSTIN 1981), a playa árapálysíkság fejlődésének bepárlódó és kiszáradó szakaszaiban az üledék dehidratálódhat, amely a pórusfluidumban oldott anyagok koncentrációhoz, túltelítődéshez vezethet. Ehhez hozzájárulhat a dehidratációs zsugorodás által kifejtett tenziós feszültség. A pórusfluidum fokozódó telítettsége (MEANS & LI 2001; WILTSCHKO & MORSE 2001) és a tenziós feszültség növekedése (PLUMMER & GOSTIN 1981) eredményeként evaporit ásványok válhatnak ki a túltelített pórusfluidumból. Az így kifejlődő mikroerek orientációja függőlegeshez közelít, mivel — a rétegterhelésnek köszönhetően — a legnagyobb hatékony feszültség ( $\sigma'_1$ ) függőleges, míg a legkisebb hatékony feszültség ( $\sigma'_3$ ) vízszintes (V.1.1.2C ábra). Vízszintes gyengeségi síkok (pl. rétegzés) jelenlétében vízszintes erek is kialakulhatnak, ugyanis a réteglapok mentén vízszintesen elhelyezkedő agyagásvány szemcsék jelentősen csökkenthetik a képződmény szakítószilárdságát ( $T_0$ ) a rétegzésre merőlegesen (LASH & ENGELDER 2005). Példaként, a rétegzésre merőleges szakítószilárdság ( $T_{0v}$ ) mértéke agyagpalák esetében negyedakkora is lehet, mint az a rétegzéssel párhuzamos ( $T_{0h}$ ; SCHMIDT 1977) helyzetre jellemző. Ebből adódóan a növekvő kristályoknak kisebb nyomást kell kifejteniük függőleges irányba a vízszintes síkok mentén, mintha vízszintes irányba növekednének függőleges síkok mentén, hiszen  $\sigma_3 + T_{0v} \ll \sigma_3 + T_{0h}$  (V.1.1.2B ábra). Mivel az érfejlődés során nincs nyitott tér, így nincs lehetőség kristályok közötti növekedési verseny kialakulására, így a szemcsék rostos megjelenésük (BONS 2000; HILGERS et al. 2001). A kiválás következtében ugyan csökken a pórusfluidum telítettsége, azonban a folyamatos bepárlódás kompenzálhatja azt. Mindaddig, amíg ezek a folyamatok egyidejűleg működnek, vagyis a rostos kristályok érintkeznek a kőzet pórusaiban lévő, túltelített fluidummal, az érfejlődés, azaz a kristályok növekedése is tart.

A BAF-ban megjelenő kősó vázkristályok utáni karbonát és albit pszeudomorfózák az üledék lerakódása során jelentkező kiszáradási időszakokat jelzik (MÁTHÉ & VARGA 2012). Mindez arra utal, hogy a fenti modellben körvonalazott, érnövekedéshez szükséges paraméterek rendelkezésre álltak a képződményben. Mivel a Vein<sub>CIC</sub> erek átlagos dőlésszöge (HRABOVSKI et al. 2017) megközelítőleg azonos a BAF–2 fúrásban meghatározott átlagos rétegdőléssel (BERNÁTH et al. 2014; SÁMSON 2015), a kristályoknak lehetősége lehetett réteglapok mentén növekedni.

2) Nagyobb mélységben, a növekvő rétegterhelésnek köszönhetően az üledék összenyomódik, kompaktálódik (TERZAGHI et al. 1996). A betemetődéssel arányosan növekszik a hatékony feszültség az üledékben (V.1.1.3A ábra), amely fokozza az ásványok

szemcsehatár menti oldódását (pl. FOWLER & YANG 1999; YANG 2000). A megemelkedett nyomáson könnyebben oldódó ásványok intenzívebben vesznek részt a folyamatban (WEYL 1959; OBIKA et al. 1997), főként olyan mélységben, ahol az üledék már kellően kompaktálódott. Az üledék fejlődésének későbbi szakaszában a betemetődés előrehaladtával emelkedő fluidumnyomás ( $P_f$ ) jön létre. A  $P_f$  eloszlása nem egyenletes a képződményben, így a potenciálkülönbség fluidumáramlást eredményezhet. A telített pórusfluidum „kipréselődik” a mélyebben elhelyezkedő üledékből, jellemzően felfelé, a nyomásban fennálló vertikális gradiens eredményeként. Vertikális nyomásgradiens kifejlődhet minden olyan üledékben, amelynek elsődleges porozitása viszonylag nagy (>60%), ám a fokozódó betemetődéssel könnyen degradálódik (pl. agyagkő, aleurolit; DEWHURST et al. 1998; RUTTER et al. 2017). A fluidummigráció eredményeként a vázalkotó szemcsékre szivárgási erők hatnak (részletek a III.3.4. fejezetben; COBBOLD & RODRIGUES 2007); a függőleges hatékony feszültség a  $P_f$  mértékével lecsökken (III.3.4.4 és V.1.1.3B ábra). Vízszintes szivárgás hiányában a vízszintes hatékony feszültség érintetlen marad, és mértéke a (12) egyenletnek megfelelően a függőleges hatékony feszültséggel korrelál. Amint a  $P_f$  meghaladja a fedőösszlet tömegéből származó nyomást, a vízszintes hatékony feszültség felülmúlja a függőlegest. Más szavakkal, a legnagyobb hatékony feszültség ( $\sigma'_1$ ) vízszintessé, míg a legkisebb ( $\sigma'_3$ ) függőlegessé válik (III.3.4.4 és V.1.1.3B ábra). A felfelé migráló fluidum a csökkenő  $P_f$  következtében fokozatosan telítődik az oldott ásványok alkotóival (V.1.1.3C ábra). Amint a pórusfluidum túltelítetté válik egy olyan feszültségmezőben, ahol a  $\sigma'_1$  vízszintes, az ásványkiválás vízszintes felületek mentén jelentkezik (V.1.1.3D ábra). Ilyen típusú érfejlődéshez a Mohr-körnek egyetlen pontban, a  $\sigma_n$  tengely mentén kell érintenie az üledékre jellemző burkológörbét a Mohr-diagram tenziós oldalán. Mivel a kristályosodás által kifejtett nyomás ( $P_{fc}$ ) hasonlóan működik az érfejlődés során, mint a  $P_f$  a hidraulikus repedések létrejöttékor (WILTSCHKO & MORSE 2001), a vázolt érfejlődés akkor jelentkezhet, ha a  $P_f$  és a  $P_{fc}$  összege eléri a rétegterhelésből származó nyomás és az üledék szakítószilárdságának összegét ( $\sigma_3 + T_0$ ). Ebben az esetben a hatékony feszültséget ( $\sigma'$ ) a  $P_f$  és a  $P_{fc}$  a következő egyenlet szerint befolyásolja:

$$\sigma' = \sigma - (P_f + P_{fc}), \quad (15)$$

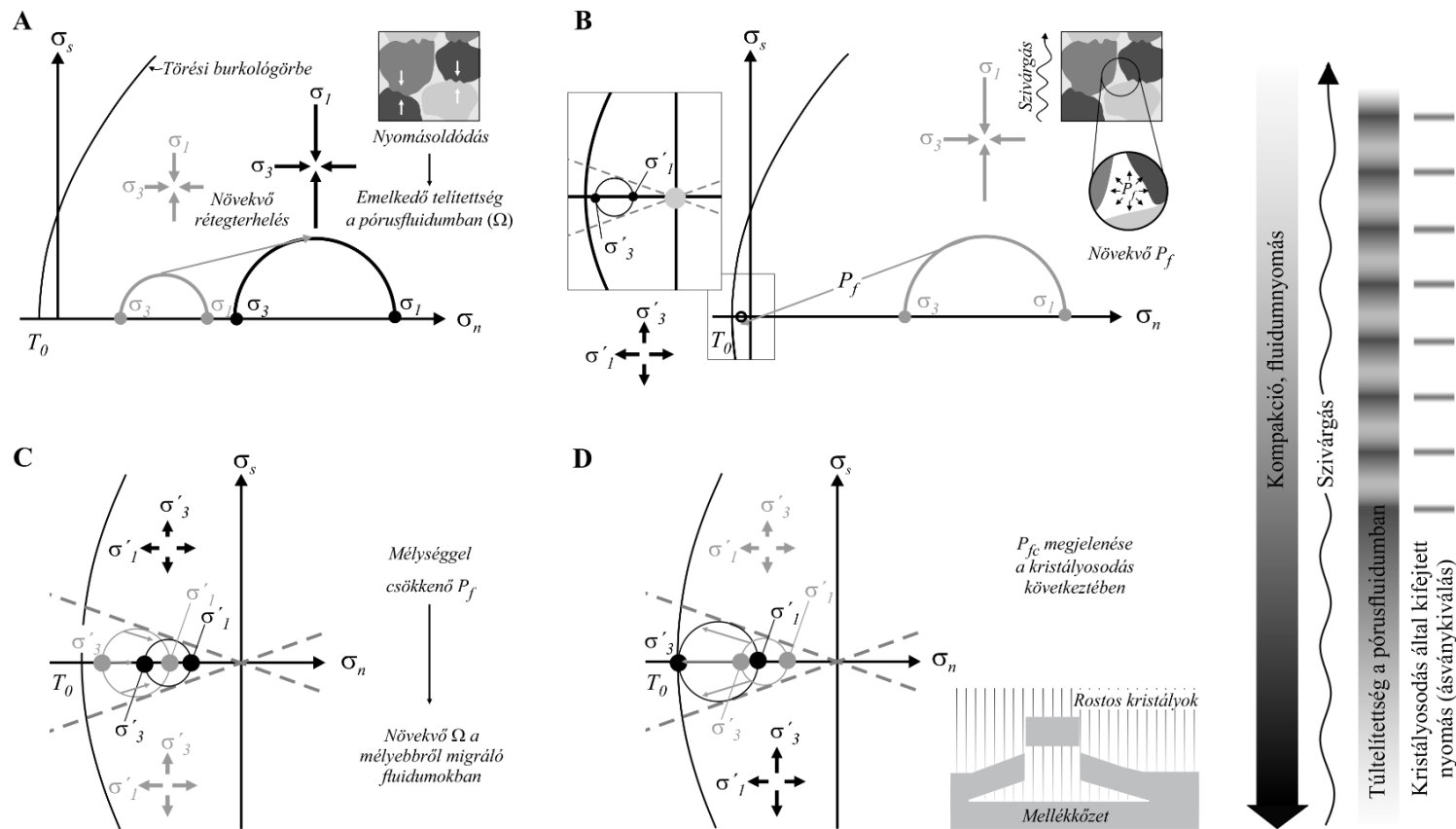
ahol  $\sigma$  a teljes feszültség (*applied stress*). Amennyiben a  $P_f$  csökken, a pórusfluidum túltelítettsége növekszik, ezáltal a kristályosodás nagyobb nyomást eredményez, és



fordítva: növekvő  $P_f$  csökkenti a túltelítettséget, amely következtében csökken a  $P_{fc}$  is. Ennek értelmében egy folyamatos, visszacsatolós reakció jöhet létre, amely folytonos érfejlődést, kristályosodást eredményez. A reakciót irányító tényezők ( $P_f$ ,  $P_{fc}$ ,  $\sigma'$  és fluidumtelítettség) hatással vannak egymásra, az egyik egyenletes változása a másik egyenletes változásával jár. Ennek megfelelően, ahogy azt a mikroszerkezetekről tett petrográfiai megfigyeléseim is sugallják (IV.2.1.1 ábra), a kúp-a-kúpban szerkezetek kialakulásához nem szükséges a Mohr-kör epizodikus felnyílási eseményeket eredményező oszcillációja. A kifejlődés végbemehet, ha a Mohr-kör folyamatosan a Mohr-diagram tenziós oldalának egy adott pontján helyezkedik el, amely lehetséges, amíg:

$$P_f + P_{fc} \geq \sigma_3 \quad (16)$$

Fontos kiemelni, hogy a fent bemutatott folyamatok abban az esetben hozhatnak létre vízszintes síkok mentén folyamatosan fejlődő ereket, ha a képződményben függőleges fluidummigráció működik (COBBOLD & RODRIGUES 2007). A modell létjogosultságát a BAF esetében a Veinc<sub>CIC</sub> erek rétegzéssel közel megegyező orientációja (BERNÁTH et al. 2014; SÁMSON 2015; HRABOVSZKI et al. 2017) támasztja alá.



V.1.1.3 ábra. A nyomásoldódás, fluidumtúlnyomás, szivárgási erők és kristályosodás által kifejtett nyomás eredményeként, vízszintes síkok mentén jelentkező kizorításos érfejlődés koncepciójós modellje. A releváns legnagyobb és legkisebb főfeszültséget  $\sigma_1$  és  $\sigma_3$  jelöli, míg a szürke szín a részabrákon szereplő folyamatok korai állapotára utal. A – A növekvő rétegterhelés következtében az üledék tömörödik. A Mohr-kör mérete növekszik az emelkedő legnagyobb ( $\sigma_1$ ) és legkisebb ( $\sigma_3$ ) főfeszültségnek köszönhetően. Növekvő mélységben (azaz nagyobb feszültegek esetén) az ásványok a szemcsehatárok mentén oldódnak, emelve ezzel a porusfluidum telítettségét ( $\Omega$ ). B – A kompaktálódás előrehaladtával a fluidumnyomás ( $P_f$ ) jelentősen megemelkedik. Mivel az üledék anizotrop módon kompaktálódik, a fluidumnyomásban fellépő függőleges gradiens felfelé irányuló

fluidummigrációt, szivárgást eredményez. A szivárgási erők a rétegterhelés tömege ellen hatnak, kezdetben csökkentve a kompressziós hatékony feszültséget, majd később tenziós hatékony feszültséget eredményezve. Következésképp a Mohr-kör tenziós irányba (balra) tolódik, és mérete csökken. A legnagyobb hatékony feszültség ( $\sigma_1$ ) vízszintessé, míg a legkisebb ( $\sigma_3$ ) függőlegessé válik. C – A felfelé migráló porusfluidum telítettsége növekszik, miközben a mérséklődő  $P_f$  következményeként a Mohr-kör mérete csökken. D – Amikor a porusfluidum kellően túltelítetté válik, kristályosodás lép fel. Ekkor a növekvő kristályok  $\sigma_3 + T_0 - P_f$  mértékű nyomást ( $P_{fc}$ ) fejtenek ki. A Mohr-kör a  $\sigma_n$  tengely mentén érinti a törési burkológörbét, amely eredményeként vízszintes erek jönnek létre. Az erekben jelentkező kristályosodás következtében a porusfluidum túltelítettsége csökken az oldott ásványok alkotóiban. Az ásványi alkotók kiválását követően azonban a felfelé migráló fluidum túltelítettsége ismét növekszik, mert a  $P_f$  csökken, amint a C ábra mutatja.

#### V.1.1.4. A szövet, az érnövekedés és az anyagtranszport jellemzői

A Veinc<sub>CIC</sub> erek szövete igen változatos, számos olyan, egymásnak ellentmondó kristálymorfológiai típust tartalmaz, mint pl. a rostos és a szubhedrális alak, amely szekvenciális érfejlődésre utal (BONS 2000). Mindemellett fontos, hogy a szövet értelmezése összhangban legyen a kőzetzárvány-mikroszerkezetek alapján valószínűsíthető kialakulási mechanizmusokkal. Az albit±káliföldpát kristályok (±klorit, ±pirit-kalkopirit, ±galenit) a BAF diagenetikus fejlődése során keletkezhetett (ÁRKAI et al. 2000; VARGA et al. 2005), az erek folytonos növekedését követően (részletek az V.1.1.3. fejezetben). Rendszerint, albitosodás során a törmelékes káliföldpátot vagy anortit-gazdag plagioklászttal tiszta (>99 mol%) albit helyettesíti (BOLES 1982; BURLEY & WORDEN 2003). A folyamat során a törmelékes plagioklásztból származó Ca<sup>2+</sup> a pórusfluidum HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>-tartalmával reakcióba lépve kalcit cementet képez. A BAF Ab±Kfs diagenetikus eredetét az albitra és a káliföldpátra jellemző ikerlemezek, valamint a CL aktivitás hiánya támasztja alá (IV.2.1.9C ábra), amely a diagenetikus földpátok jellemzője (KASTNER & WALDBAUM 1968; KASTNER 1971; KASTNER & SIEVER 1979; SAIGAL et al. 1988). Az Ab±Kfs szemcsék körül szubhedrális kalcit kristályok jelenléte (Cal<sub>SHR1</sub> és Cal<sub>SHR2</sub>; IV.2.1.8B és IV.2.1.9A, C, G ábra) a szülőfluidumok advektív áramlására utal. A Cal<sub>MOS</sub> kalcit mozaikos morfológiája (LOVERING 1972; DONG et al. 1995), a szövet fokozatos átmenete mozaikusból szubhedrálisba, és az egységes CL szín arra utal, hogy a Cal<sub>MOS</sub> a Cal<sub>SHR2</sub> kalcit átkristályosodott változata. A Cal<sub>FIB1</sub> kalcit a következők szerint értelmezhető: a kőzetzárványok geometriája és sajátos elrendeződései alapján az érnövekedés folytonos volt. Folytonos érnövekedés rostos kristályokat eredményez (MEANS & LI 2001; WILTSCHKO & MORSE 2001; HILGERS & URAI 2005), amely alapján a Veinc<sub>CIC</sub> eredeti szövete feltehetően szintén rostos volt. A Cal<sub>FIB1</sub> a Cal<sub>SHR2</sub>-Cal<sub>MOS</sub> ásványokkal egyidejűleg, az Ab±Kfs-Chl-Py-Ccp1-Gn-Cal<sub>SHR1</sub> paragenezis kialakulását követően jött létre, ezért a Cal<sub>FIB1</sub> kalcit a korai, rostos antitaxiális erek utáni pseudomorfózának tekinthető.

Ezen megfigyelések alapján a Veinc<sub>CIC</sub> generációban megjelenő cementgenerációk kialakulása a következő szakaszokban történt: (1) Ab±Kfs kristályok (±klorit, ±pirit-kalkopirit, ±galenit) váltak ki a kőzetzárványok körül és az érfalak mentén. (2) Esetenként Cal<sub>SHR1</sub> kalcit kristályok növekedtek az Ab±Kfs szemcséken. (3) Cal<sub>SHR2</sub> és Cal<sub>FIB1</sub> kalcit kristályok váltak ki a Cal<sub>SHR1</sub> kalcit kristályokon (kizárólag CL felvételeken észlelhető; IV.2.1.8B ábra) barit-cölesztin (Brt-Cl<sub>sACC</sub>) társaságában. (4) A Cal<sub>SHR2</sub> kalcit

egyres részei átkristályosodtak mozaikos szövetet ( $Cal_{MOS}$ ) hozva létre. (5) Az üregeket, pórusokat térkitöltő és szubhedrális anhidrit kristályok töltötték ki ( $Anh_{SF}$  és  $Anh_{SHR}$ ; *IV.2.1.9H ábra*). Mivel a  $Vein_{CIC}$  kalcit, barit-cölesztin és anhidrit szemcséi legtöbb esetben nem írhatók le a klasszikus tömbös, megnyúlt tömbös vagy megnyúlt morfológiákkal, illetve a rostos kristályok mennyisége alárendelt, az értípus növekedési mechanizmusának behatárolása az alapvető típusokba (pl. szintaxiális, antitaxiális vagy ataxiális; BONS et al. 2012) nehézkes. Fluidummigráció tekintetében azonban a következők állapíthatók meg: az  $Ab\pm Kfs$  és a kőzetzárványok (érfal) szoros kapcsolata (*IV.2.1.7B*; *IV.2.1.9A* és *IV.2.1.10F ábra*) azt sugallja, hogy az  $Ab\pm Kfs$  kémiai alkotóinak egy része a mellékkőzetből származik. A  $Cal_{SHR1}$  kalcit saját kristálylapjai (*IV.2.1.8B ábra*) arra utalnak, hogy lehetőség volt advektív fluidumáramlásra az erek pórusai és üregei mentén. Ilyen típusú anyagáramlás uralkodhatott a  $Cal_{SHR2}$  és vele szingenetikus  $Br_{t-Cl}_{ACC}$  ( $\pm Py-Ccp2$ ), illetve az utoljára kiváló  $Anh_{SF}$  és  $Anh_{SHR}$  ásványok esetében is.

#### V.1.2. AZ EGYENES EREK ( $Vein_{STR}$ )

Az egyenes ereket megnyúlt tömbös kalcit ( $Cal_{EB1A}$ , B és C), barit-cölesztin ( $Br_{t-Cl}_{SEB}$ ), anhidrit ( $Anh_{EB}$ ), finomszemcsés kalcit és kvarc ( $Qtz_{FG}$ ) alkotja (*IV.2.2.2 ábra*). A megnyúlt tömbös kristályforma a szintaxiális erek ismertetőjegye (BONS 2000). Az ereket alkotó, eltérő ásványos összetételű zónák legtöbb esetben (legalább) három nagyobb (és több kisebb) repedésképződés és bezáródás esemény eredményeként jöttek létre. A zónák között kőzetzárványokból álló síkok jelennek meg, amelyek az egyes repedések során érfalról leváló zárványsávokként értelmezhetők (RAMSAY 1980; KOEHN & PASSCHIER 2000). Az első repedések kialakulását követően  $Cal_{EB1A}$  és  $Br_{t-Cl}_{SEB}$  kristályok növekedtek a törések egyik fala felől a másik felé, aszimmetrikus módon. A második nagyobb repedés a  $Cal_{EB1B}$  kalcittal töltődött ki, amelyet később részben  $Anh_{EB}$  helyettesített. A harmadik nagyobb felnyílást a  $Cal_{EB1C}$  kalcit és finomszemcsés kvarc ( $Qtz_{FG}$ ) cementálta. Általánosságban az érfejlődés különálló repedések és „egyoldalú” cementálódási események sorozataként értelmezhető, következésképp a  $Vein_{STR}$  generáció tagjai olyan szintaxiális erek (*IV.2.2.2 ábra*), amelyek unitaxiális részekből állnak (HILGERS et al. 2001). A megnyúlt tömbös szemcsék alapján az anyagtranszport advektív volt, az érkötő ásványok szülőfluidumai nyitott törésekben migráltak, amely szignifikáns kristálynövekedési versenyre adott lehetőséget. A törések létrejötte,

az advektív anyagáramlás, és a cementálódás általában három, vagy azt meghaladó szakaszban történt idővel kissé változó fluidumösszetétel mellett.

#### V.1.3. A KULISSZÁS ELRENDEZŐDÉSŰ EREK ( $VEIN_{ECH}$ )

A  $Vein_{ECH}$  generációba sorolt ereket rostos kalcit ( $Cal_{FIB2}$ ), barit-cölesztin ( $Brt-Cl_{S_{FIB}}$ ) és anhidrit ( $Anh_{FIB}$ ) alkotja (*IV.2.1.5 és IV.2.3.1 ábra*). Az erek rostos szövete és közép-zónája (*IV.2.3.2A ábra*) antitaxiális növekedésre utal. Szem előtt tartva, hogy a megfigyelt kulisszas elrendezésű erek nyírási zónákban jelennek meg, feltehető, hogy fejlődésük passzív volt (HILGERS & URAI 2005). Ennek értelmében a törések kialakulását és az erek táulását a nyírási zóna fejlődése, és nem a kristályosodás által kifejtett nyomás ( $P_{fc}$ ; MEANS & LI 2001; WILTSCHKO & MORSE 2001) irányította. Az optikailag deformálatlan, hajlott kristályrostok növekedése követte az érfalak távolodásának irányát, így az erek felnyílásának pályája részben, vagy teljesen megőrződött (URAI et al. 1991). Az  $Anh_{FIB}$  szövete kevésbé részletes, mint az a többi ásványon megfigyelhető, tartalmazza a  $Cal_{FIB2}$  kalcit maradványkristályait (*IV.2.3B és C ábra*), valamint a középzóna megjelenése is alárendelt (*IV.2.3A ábra*). Ezen megfigyelések alapján az  $Anh_{FIB}$  nem elsődleges éralkotó, kialakulása az eredeti  $Cal_{FIB2}$  és  $Brt-Cl_{S_{FIB}}$  alkotók helyettesítésével magyarázható. Mivel a  $Vein_{ECH}$  tagjai antitaxiális erek, azaz kialakulásuk során nem tartalmaztak szabad pórusteret, kijelenthető, hogy a vizsgált nyírási zónák nem működtek advektív áramlási pályákként. A hasadékok kialakulására jellemző anyagtranszport folyamat azonban lehetett a mellékközet pórusain át ható advektív áramlás (*pervasive flow*), vagy — figyelembe véve, hogy a nyírási zónák fejlődése egy litifikálódott, kis porozitású és permeabilitású agyagkőben történt (TÓTH et al. 2020) — nagyobb valószínűséggel diffúzió (BONS et al. 2012).

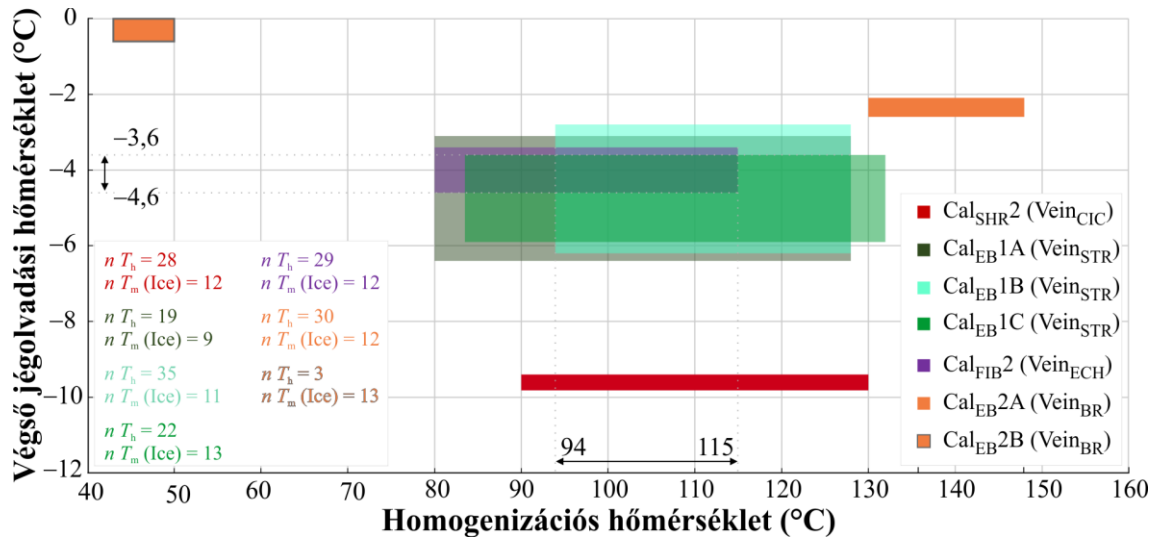
#### V.1.4. A BRECCSA EREK ( $VEIN_{BR}$ )

A breccsa erek kialakulása a következő folyamatok eredményeként értelmezhető: (1) Kalcit ( $Cal_{FIB3}$ ) és kvarc ( $Qtz_{FIB}$ ) vált ki az agyagkő gyengeségi síkjai (pl. réteghatárok) mentén rostos szövetű, antitaxiális ereket hozva létre. Sem az aktív, sem a passzív érfejlődés nem zárható ki, ugyanakkor kielégítő magyarázat lehet a megnövekedett fluidumnyomás ( $P_f$ ) és -túltelítettség, amely aktívan nyíló (*displacive*; TABER 1916; WOODLAND 1964; FRANKS 1969; HILGERS & URAI 2005) rostos erek növekedéséhez vezethet a kristálynövekedés által kifejtett nyomás ( $P_{fc}$ ) révén. Ebben az esetben nem

szükséges advektív anyagáramlás, hiszen a diffúzió mint elsődleges anyagtranszport folyamat kellően hatékony lehetett még stagnáló fluidumok esetén is (BONS 2000). (2) A  $P_f$  további növekedése eredményeképpen törések keletkeztek a rostos erek mentén, amelyek gyengeségi síkként működtek (SIBSON & SCOTT 1998). Megnyúlt tömbös kalcit kristályok (Cal<sub>EB2A</sub>) cementálták a rostos erek és a létrejövő közetzárványok töredékeit. Mivel a szögletes közetzárványok összeilleszthetők egymással és az érfalakkal (IV.2.4.2A és B ábra), ez az esemény hidraulikus repedésként értelmezhető, amely litifikált állapotban érte az agyagkövet. A Cal<sub>EB2A</sub> kalcit szülőfluiduma a terjedő repedésekkel áramolhatott (*mobile hydrofractures*; BONS 2001b). (3) Az erek pórusaiban, üregeiben migráló fluidumból megnyúlt tömbös kalcit kristályok (Cal<sub>EB2B</sub>) váltak ki a Cal<sub>EB2A</sub> kalcit szemcséin. Ezek az erek, hasonlóan a Vein<sub>CIC</sub> generációhoz, részlegesen kitöltődött, eltérő szöveti elemeket tartalmaznak, következésképpen a kezdeti antitaxiális növekedést szintaxiális érfejlődés váltotta fel. A növekedési morfológiákban megfigyelt eltérés a felnyílás módjában és a fluidummigráció természetében történő változást is felveti.

## V.2. FLUIDUMZÁRVÁNY ADATOK ÉS STABILIZOTÓP-ARÁNYOK ÉRTELMEZÉSE A BAF–2 FÚRÁSBAN

A Vein<sub>CIC</sub> és Vein<sub>STR</sub> érgenerációk kalcitjainak (Cal<sub>SHR2</sub>, Cal<sub>EB1A-B-C</sub>)  $T_h$  értékei egy szűk tartományba esnek (108–132 °C; IV.4.2 és V.2.1 ábra). A Vein<sub>ECH</sub> generációban (Cal<sub>FIB2</sub>) mért  $T_h$  értékek közel helyezkednek el a Vein<sub>CIC</sub> és Vein<sub>STR</sub> kalcitgenerációkra jellemzőkhöz, ugyanakkor azokhoz viszonyítva kisebb csökkenés figyelhető meg (99–115 °C IV.4.2 és V.2.1 ábra). Ezzel ellentétben, a Cal<sub>EB2A</sub> kalcit (Vein<sub>BR</sub>) nagyobb hőmérsékletű szülőfluidumról árulkodik (140–148 °C IV.4.2 és V.2.1 ábra); míg a Cal<sub>EB2B</sub> kalcit legtöbb fluidumzárványa egyfázisú folyadék (L) és 50 °C alatti bezáródási hőmérsékletet feltételez (*nucleation metastability*; GOLDSTEIN & REYNOLDS 1994). A Cal<sub>EB2B</sub> kalcitban mért három kétfázisú (L+V) fluidumzárvány  $T_h$  értéke (43–50 °C) és a mesterséges tágítást követően meghatározott  $T_m$  (Ice) adatok szintén kis bezáródási hőmérsékletet sejtetnek.

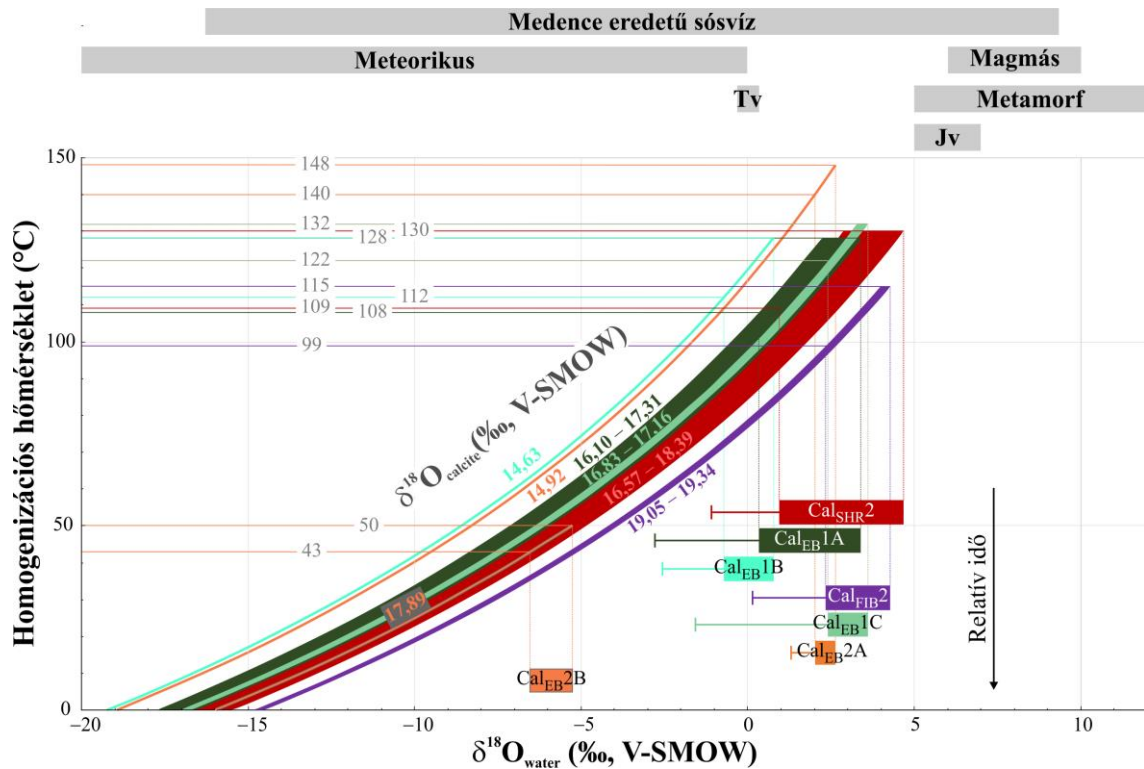


V.2.1 ábra. A BAF-2 fúrás éralkotó kalcitjaiban meghatározott végső jégolvadási hőmérsékletek [ $T_m(\text{Ice})$ ;  $IQR$ ] a homogenizációs hőmérsékletek ( $T_h$ ; minimum és  $IQR$ ) függvényében.  $n$  – mérések száma.

Ugyan a Vein<sub>CIC</sub> és Vein<sub>STR</sub> kalcitok  $T_h$  értékei hasonlóak, a  $T_m(\text{Ice})$  adatok (V.2.1 ábra) jelentősen eltérnek. A fluidumzárványok nagyobb sótartalmat (13,2–13,9%  $w\text{NaCl}_{\text{eq}}$ ) jeleznek a Vein<sub>CIC</sub>-ben, mint az a Vein<sub>STR</sub>-re jellemző (4,6–9,7%  $w\text{NaCl}_{\text{eq}}$ ). A Vein<sub>ECH</sub>-t felépítő kalcit átlagos sótartalma 5,6 és 7,3%  $w\text{NaCl}_{\text{eq}}$  közé esik. A Vein<sub>BR</sub> Cal<sub>EB2A</sub> kalcitra 3,6–4,3% közötti szalinitás jellemző, míg a Cal<sub>EB2B</sub> kalcitban kis sótartalom (0,0–0,4%  $w\text{NaCl}_{\text{eq}}$ ) határozható meg. Összegezve a fluidumzárványok sótartalmában egy csökkenő trend figyelhető meg a legidősebb éralkotó kalcittól (Cal<sub>SHR2</sub>, Vein<sub>CIC</sub>) a legfiatalabb (Cal<sub>EB2B</sub>, Vein<sub>BR</sub>) felé (IV.4.1B ábra). O'NEIL et al. (1969) egyenletét:

$$1000 \ln \alpha = 2,78 (10^6 T^{-2}) - 3,39 \quad (17)$$

alkalmazva, az egyensúlyi izotóp frakcionációs faktor ( $\alpha$ ) segítségével meghatározható a  $^{18}\text{O}$  eloszlása kalcit és szülőfluiduma között adott hőmérsékleten [ $T$  (K)]. Elfogadva a meghatározott  $T_h$  értékeket mint bezáródási hőmérséklet, és ismerve az ásványgenerációk  $\delta^{18}\text{O}$  értékét, a frakcionációs faktor megadja a szülőfluidum  $\delta^{18}\text{O}$  értékét (V.2.2 ábra). A  $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$  (V-SMOW) értékek ugyanakkor alulbecslik az eredeti  $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$  (V-SMOW) értéket, mivel az alkalmazott  $T_h$  értékek — nyomáskorrekció hiányában — csupán a minimum bezáródási hőmérsékletnek feleltethetők meg (GOLDSTEIN & REYNOLDS 1994; DIAMOND 2003).



V.2.2 ábra. A BAF–2 fúrás éralkotó kalcit generációinak homogenizációs hőmérséklet- $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$  (‰, V-SMOW) diagramja. A görbék különböző kalcitok  $\delta^{18}\text{O}$  értékét jelölik, míg a színes, vízszintes mezők a szülőfluidumok számított  $\delta^{18}\text{O}$  értékének interkvartilis terjedelmét, míg a mezők karjai a minimum értéket mutatják. A diagram fölötti szürke, vízszintes  $\delta^{18}\text{O}$  tartományok eltérő eredetű fluidumok összetételét ábrázolják (TAYLOR 1974; HOEFS 2009). Jv – juvenilis víz; Tv – tengervíz.

A legtöbb szülőfluidum  $\delta^{18}\text{O}$  összetétele  $-2,80$  és  $4,67\text{‰}$  közé esik, amely jelentős egyezést mutat a medence eredetű sós pórúsvizekre (*basinal brines*) jellemző értékekkel (V.2.2 ábra). Mindössze a Cal<sub>EB</sub>2B szülőfluidum felel meg a meteorikus fluidumok tipikus  $\delta^{18}\text{O}$  értékének ( $<0\text{‰}$ , V-SMOW), utalva ezzel a belőle kiváló kalcit eredetére. A medence eredetű sós fluidumok kémiai összetételét komplex diagenetikus folyamatok alakíthatják ki egy fosszilis playaszekvencia esetében. Az ilyen kis permeabilitású üledékekben kulcsfontosságú a kezdeti fluidum-összetétel. ROSEN (1994) szerint a playa sósvíz két fő forrásból származhat: 1) közvetlenül meteorikus csapadékból, 2) felszín alatti meteorikus vízből, fosszilis tengervízből (*connate seawater*), vagy mélymedence eredetű hidrotermális fluidumból. A BAF esetében kizárható a tengervíz eredet, mivel annak tág környezetében hosszantartó kontinentális üledékképződés volt jellemző a paleozoós fejlődéstörténet során. Ennélfogva a kezdeti pórúsvíz legvalószínűbb forrása a BAF esetében meteorikus, bár nem zárható ki az üledékképződés során felfelé migráló hidrotermális fluidumok hozzájárulása sem. A playa üledék képződése és sekély diagenézise során legjelentősebb folyamat a bepárlódás, amely során a pórúsvíz sótartalma és  $^{18}\text{O}$  izotóp gyakorisága növekszik (ROSEN 1994; LIUTKUS & WRIGHT 2008).



A BAF ásványos összetétele és kis permeabilitása miatt viszonylag zárt hidrológiai rendszer valószínűsíthető a képződmény fő kompaksiós fázisa során és azt követően. Ebben a zárt hidrológiai rendszerben fluidum-kőzet kölcsönhatások, pl. izotópcseré:  $^{18}\text{O}$  izotópban gazdag üledékes karbonátok és a pórusfluidum között (HOEFS 2009) és agyag-ásvány-átalakulások a főbb folyamatok, amelyek befolyásolhatják a képződményben lévő fluidum összetételét. Mivel az illit egyike a BAF fő éralkotó ásványainak (ÁRKAI et al. 2000; MÁTHÉ 2015), a szmektit $\rightarrow$ illit átalakulás során felszabaduló  $\text{H}_2\text{O}$  jelentős szerepet játszhat a pórusfluidum kémiai összetételének változásában. Ez az átalakulás általában 120–165 °C közötti hőmérsékleten megy végbe és emelkedett (akár 5–10‰ V-SMOW)  $\delta^{18}\text{O}$  értékhez vezet, valamint a sós pórusfluidumot kis sótartalmú vízzel hígítja (SUCHECKI & LAND 1983; FITTS & BROWN 1999; DÄHLMANN & DE LANGE 2003). Ennek értelmében a Cal<sub>SHR2</sub>, Cal<sub>EB1A</sub>, Cal<sub>EB1B</sub>, Cal<sub>EB1C</sub> és Cal<sub>FIB2</sub> éralkotó ásványok szülőfluidumát képviselő sós pórusvizek a fosszilis playa fluidum és az agyagásványok átalakulásából származó diagenetikus eredetű fluidum keveredéséből származhatnak. Összegezve tehát, a Vein<sub>CIC</sub>, Vein<sub>STR</sub> és Vein<sub>ECH</sub> erek kalcitgenerációinak szülőfluiduma lokálisan kialakuló fluidumok és diagenetikus folyamatok együttes eredménye (zárt geokémiai rendszer). Ezzel ellentétben, a legfiatalabb, Cal<sub>EB2B</sub> kalcit (Vein<sub>BR</sub>) feltehetően egy kis hőmérsékletű (<50 °C), meteorikus vízből vált ki, ami egy olyan nyitott geokémiai rendszerre utal, amelyben a meteorikus fluidum utánpótlása tektonikus kiemelkedéshez köthető (GÁL et al. 2020).

Az anhidrit változatok  $\delta^{34}\text{S}$  értékeinek kis szórása azonos eredetükre utal, amely elmondható a Brt-Cl<sub>SACC</sub> és Brt-Cl<sub>SEB</sub> barit-cölesztinről is. Eltérő helyekről ( $\alpha$ -1 vágat, BAT-4 és BAT-5 fúrások; *II.1.1 ábra*) származó éralkotó szulfátok  $\delta^{34}\text{S}$  értékeit (*IV.5.2 ábra*; *IV.5.2 táblázat*) alapul véve HERTELENDI (1996) szerint a barit és anhidrit tavi környezetben keletkeztek. Ugyanakkor a BAF-2 fúrásban megfigyelt sajátalakú pirit-kalkopirit és tús barit-cölesztin kristályok (*IV.2.1.9G ábra*) részben ellentmondanak ennek a feltételezésnek. Anhidrittartalmú erekben meghatározott fluidumzárvány adatok és ásványos összetétel alapján MÁTHÉ (1999) arra következtet, hogy kis hőmérsékletű hidrotermás oldatok oldották a tavi környezetben kialakult szulfátokat. Ezt követően valamely körülmény (pl. hőmérséklet vagy nyomás csökkenése, fluidum bepárlódása) megváltozásával a fluidum túltelítetté vált, amely a szulfátok ereken belüli kiválásához vezetett. A BAF-2 fúrás ereiben megfigyelt szulfát morfológiák (*IV.2.1.7B*; *IV.2.1.9G, H*; *IV.2.2.2 és IV.2.3.2 ábra*), valamint HERTELENDI (1996) által bemutatott  $\delta^{34}\text{S}$

értékekkel (IV.5.2 táblázat; IV.5.2 ábra) megegyező stabilizotóp-arányok alátámasztják MÁTHÉ (1999) elképzelését.

A pirit-kalkopirit kristályok  $\delta^{34}\text{S}$  értékei (IV.5.2 ábra; IV.5.2 táblázat) nehezebben magyarázhatók, ugyanis a szulfidok olyan fejlődési modellek szerint jöhettek létre, mint bakteriális- és termokémiai szulfátredukció, vagy különböző hidrotermális folyamatok (MÁTHÉ & NÁDASI 2017). A BAF közeteire jellemző folyamatok meghatározása érdekében a következőkben áttekintem a lehetséges mechanizmusok részleteit.

(1) Bakteriális szulfátredukció. Anoxikus körülmények között a baktériumok az oldott szulfátionokat ( $\text{SO}_4^{2-}$ ) szulfiddá ( $\text{S}^{2-}$ ) redukálják, amely hidrogén ionokkal ( $\text{H}^+$ ) reakcióba lépve hidrogén-szulfidot ( $\text{H}_2\text{S}$ ) alkot. A hidrogén-szulfid szilárd, reaktív, vastartalmú ásványokkal (pl. hematit,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) reakcióba lépve amorf vas-szulfidot vagy metastabil, rendezetlen mackinawitot ( $\text{FeS}$ ) képez (FURUKAWA & BARNES 1995; WILKIN & BARNES 1996; CSÁKBERÉNYI-MALASICS et al. 2012). Később, számos reakció [ $\text{H}_2\text{S}$  (RICKARD & LUTHER 1997) vagy poliszulfid ( $\text{S}_n^{2-}$ ) reakcióutak (RICKARD 1975; LUTHER 1991)] során pirit ( $\text{FeS}_2$ ) jön létre (BUTLER et al. 2004; RICKARD & LUTHER 2007). Az egyszerűsített, alfolyamatokat nem részletező reakciók a következők:



Bakteriális szulfátredukció másik jelentős folyamata során a baktériumok a szerves anyagokat ( $\text{CH}_2\text{O}$ , idealizált formula) szén-dioxiddá ( $\text{CO}_2$ ) oxidálják. A  $\text{CO}_2$  vízzel reakcióba lépve szénsavat ( $\text{H}_2\text{CO}_3$ ) alkot, amely később bikarbonát ( $\text{HCO}_3^-$ ) és hidrogén ( $\text{H}^+$ ) ionokká alakul (BERNER 1984; DA COSTA et al. 2017). Összegezve, a szulfátredukció eredményeként szerves anyagból és szulfátionokból hidrogén-szulfid és bikarbonát ionok jönnek létre:



Alkáliföldfémek jelenlétében a szulfidok mellett tehát karbonátok (pl. kalcit és dolomit) is létrejöhetnek. A bakteriális szulfátredukció 0 és 80 °C között működik ideálisan (MACHEL et al. 1995; MACHEL 2001), azonban a szulfátredukáló mikroorganizmusok típusától függően akár 120 °C maximális hőmérsékleten is végbemehet (GOLDSTEIN &

AIZENSHTAT 1994). A baktériumok által létrehozott szulfidok a szülő szulfáthoz képest 15–65‰ szegényedést mutatnak  $^{34}\text{S}$  izotópban (MACHEL et al. 1995). Mindez annak köszönhető, hogy a baktériumok anyagcseréje során keletkező termékek a kiindulási anyaghoz viszonyítva  $^{32}\text{S}$  izotópban dúsulnak. A dúsulás mértéke függ a baktériumok típusától, illetve a hőmérséklettől és a szulfátkoncentrációtól (KAPLAN & RITTENBERG 1964).

(2) Termokémiai szulfátredukció. A szulfátot szerves anyag redukálja abiogén, kémiai reakciók során (GOLDSTEIN & AIZENSHTAT 1994), amely eredményeként oldott  $\text{H}_2\text{S}$  jön létre 100 és 200 °C közötti hőmérsékleten (MACHEL 2001). Később pirit, illetve karbonát keletkezik (18), (19) és (20) reakcióknak megfelelően. Az oldott szulfát forrása lehet tengervíz, bepárlódó sós víz (*evaporative brine*), vagy evaporit ásványok, mint pl. gipsz ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) és anhidrit ( $\text{CaSO}_4$ ). Magától értetődően, minél nagyobb mennyiségű szerves anyag és szulfát áll rendelkezésre, annál több szulfid alakul ki. A termokémiai szulfátredukció során létrejött szulfidok esetén  $^{34}\text{S}$  izotópban 10–20‰ szegényedés tapasztalható a szülő szulfáthoz képest (MACHEL et al. 1995).

(3) Hidrotermális aktivitás. Hidrotermális eredetű érctelepek esetében az ásványok nagy hőmérsékletű (~50–500 °C) fluidumokból válnak ki (PIRAJNO 2009). Az oldatok forrása lehet tengervíz, meteorikus (csapadék-, tó-, folyó- és felszínalatti víz), fosszilis (*connate*), metamorf, juvenilis vagy magmás eredetű (PIRAJNO 2009). Ugyanakkor a hidrotermális oldatok leggyakrabban eltérő mennyiségű, különböző eredetű fluidumok keveredésével jönnek létre. Felfűtésüket különféle folyamatok eredményezhetik, mint például magmás aktivitás, geotermikus gradiens, radioaktív bomlás vagy progresszív metamorfózis (PIRAJNO 2009). Fizikokémiai változások következtében ezek a felfűtött fluidumok kioldhatják az ásványokat, amelyek alkotóit szállíthatják, majd a fluidumok túltelítetté válásával az ásványok újra kiválhatnak. Magmás eredetű hidrotermális érctelepekben, ahol a magmás fluidum uralkodó, de nem egyedüli (TAYLOR 1974), a szulfidok  $\delta^{34}\text{S}$  értéke általában –3 és +1‰ közé, míg a szulfátoké 8 és 15‰ közé esik (HOEFS 2009). Más típusú hidrotermális érctelepekben az ásványok  $\delta^{34}\text{S}$  értékei kevésbé konzisztensek, mivel az azt befolyásoló tényezők (pl. hőmérséklet, pH vagy  $f_{\text{O}_2}$ ) is változatosak (PIRAJNO 2009).

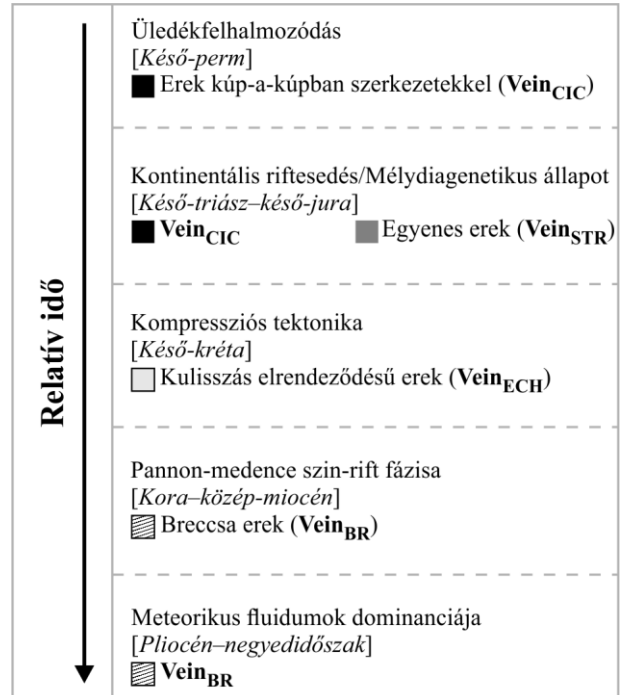
A Veincic erekben megfigyelt szulfidok euhedrális, szubhedrális morfológiája, valamint a pozitív  $\delta^{34}\text{S}$  értékek felvetik a magmás eredetű hidrotermális ásványkiválás lehetőségét. Ezzel ellentétben, a negatív  $\delta^{34}\text{S}$  értékek (IV.5.2 ábra; IV.5.2 táblázat) és a rostos

szulfidokból álló amorf aggregátumok (IV.2.1.9F ábra) bakteriális vagy termokémiai szulfátredukció típusú kialakulást jelezhetnek, bár a folyamatokhoz nélkülözhetetlen szerves anyagok (pl. szilárd vagy folyékony szénhidrogén maradványok) nem jelennek meg az erekben. Mindemellett azonban BERNER (1984) rámutat, hogy a bakteriális vagy termokémiai szulfátredukció típusú szulfidkialakuláshoz szükséges  $H_2S$  szerves anyagban gazdag területekről is szállítható, azaz a szerves anyag oxidálódása és a szulfátok redukciója nem szükséges, hogy a vastartalmú ásványok közvetlen közelében történjen. Így tehát olyan,  $H_2S$ -tartalmú fluidumok migrálhatnak a törések mentén, amelyek a mellékkőzet ásványaival reakcióba lépve szulfidok kialakulását eredményezhetik. A szulfidok kifejlődéséhez szükséges egyik  $Fe^{2+}$  forrás a BAF esetében a mellékkőzet cementanyagát képező hematit lehetett. A  $Fe^{2+}$  ionok kioldásának folyamatát a szulfidok mellett megjelenő kőzetárványok és érfalak kifakult színe támasztja alá (IV.2.1.9E ábra). Mivel a  $\delta^{34}S$  értékek önmagukban nem elegendők a különböző kénforrások azonosításához (MACHEL et al. 1995; HOEFS 2009), indokolt egyéb szempontok mérlegelése is. A viszonylag kismértékű frakcionálódás a termokémiai szulfátredukció jellemzője (PIRAJNO 2009), amely mellett a framboidális kristálymorfológia hiánya, illetve a sávok kiválás (IV.2.1.9C, D és E ábra) szintén arra utalnak, hogy a BAF ásványos ereiben megjelenő szulfidok kialakulása során a termokémiai szulfátredukció lehetett az uralkodó folyamat (MACHEL et al. 1995). Ugyanakkor azonban a  $<22,15\%$ -es  $^{34}S$  izotópos szegényedés kissé nagyobb a potenciális szulfát és a szulfid ásványok között, mint az általános a termokémiai szulfátredukció esetében ( $-20$  és  $-10\%$  között  $100-200$  °C tartományban; MACHEL et al. 1995).

### V.3. AZ ÉRFEJLŐDÉS LÉPÉSEI ÉS KAPCSOLÓDÁSA A TERÜLET SZERKEZETI FEJLŐDÉS-TÖRTÉNETHÉZ

Mikroszerkezeti, ásványtani és geokémiai jellemzők alapján a Bodai Agyagkő Formáció BAF–2 fúrásában megfigyelt erek, a korábbi kutatások eredményeivel összhangban (ÁRKAI et al. 2000; VARGA et al. 2005; MÁTHÉ & VARGA 2012; MÁTHÉ 2015; MÁTHÉ & NÁDASI 2017), az alábbi fejlődéstörténetre utalnak (V.3 ábra).

V.3 ábra. A BAF szerkezetfejlődés-története a BAF–2 fúrásban fellelhető ásványos erek alapján. A négyzetekben látható színek az eltérő érgenerációkat jelölik.



#### V.3.1. DIAGENETIKUS FOLYAMATOK A VEIN<sub>CIC</sub> ÉRGENERÁCIÓBAN ÉS A MELLÉKKÖZETBEN

Mint azt korábban már számos szerző (ÁRKAI et al. 2000; VARGA et al. 2005; KONRÁD et al. 2010; MÁTHÉ & VARGA 2012; MÁTHÉ 2015) bemutatta, a BAF üledékes összlete playa környezetben, arid–szemiarid klímán rakódott le. A tavi környezetben bepárlódó, töményedő vízből evaporit ásványok váltak ki önálló rétegek, valamint vázkristályok formájában (MÁTHÉ & VARGA 2012). A bepárlódás további eredményeként, vagy a felfelé irányuló szivárgás és a pórusfluidum telítődése (mélység csökkenésével mérséklődő fluidumnyomás) folytán kiszorításos erek (Vein<sub>CIC</sub>; IV.2.1.1 és V.1.1.3 ábra) jöttek létre a korai diagenézis során. Később, a növekvő betemetődés (és hőmérséklet-emelkedés) eredményeként termodinamikailag stabil, autigén albit±káliföldpát ásványegyüttes jött létre, feltehetően a betemetődési diagenézis (mezogenezis) során (MÁTHÉ 1999; ÁRKAI et al. 2000; VARGA et al. 2005; MÁTHÉ 2015). Az autigén albit kialakulásához nagy H<sub>4</sub>SiO<sub>4</sub> aktivitás és Na<sup>+</sup>/H<sup>+</sup> arány szükséges, azaz a folyamatot a rendelkezésre álló nátrium és szilícium mennyisége szabályozza (KASTNER & SIEVER 1979). A törmelékes eredetű plagioklász elegendő nátriumot tartalmazhatott az autigén albit kialakulásához, azonban a keletkező albit mennyisége értelemszerűen nem haladhatja meg az eredeti plagioklászét. Ebből adódóan, mivel a BAF autigén albit tartalma esetenként több, mint

50% (pl. albitolit szakaszok; MÁTHÉ 2015), az albitosodáshoz egyéb nátriumforrásra volt szükség (LEE & LEE 1998). A kovasav, illetve alkálifémek és földfémek utánpótlása függvényében az autigén földpátok kialakulására több geokémiai modell is ismert (KASTNER & SIEVER 1979). Izokémiai modellekben (zárt rendszer) az albit fő alkotói ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Si}^{4+}$ ) megtalálhatók az üledékben (KASTNER & SIEVER 1979; pl. tengeri üledék csapdázott tengervízzel, vulkanoklasztitok csapdázott tavi eredetű vízzel). A kovasav biogén anyag és/vagy vulkáni üveg, törmelékes földpátok és agyagásványok mállásából származhat, míg a nátrium és alumínium forrása csapdázott tengervíz, pórufuidumban oldott evaporit ásványok, szmektit→illit átalakulás (BOLES & FRANKS 1979), vagy törmelékes földpát lehet. Amennyiben nem található meg minden, albitosodáshoz szükséges alkotó a rendszerben, úgy keveredő rezervoár modellekről (nyílt rendszer) beszélhetünk (KASTNER & SIEVER 1979). Az eltérő rezervoárokból (pl. evaporit szakaszokból származó sósvíz, magmás eredetű hidrotermális oldatok) származó fluidumok albitosodáshoz megfelelő kémiai összetételt eredményezhetnek a gazdaközet pórúsvizében, ehhez azonban nélkülözhetetlen a megfelelő permeabilitás (KASTNER & SIEVER 1979). A BAF esetében nem volt szükség külső forrásra az albitosodáshoz, hiszen csapdázott sósvíz, oldódó evaporit ásványok és törmelékes földpát szemcsék nagy valószínűséggel mind elérhetőek voltak. Az albitosodás során  $\text{Ca}^{2+}$  is oldatba mehetett, amely a szerves anyag-szulfát reakcióból (20. egyenlet) származó  $\text{HCO}_3^-$  ionnal reakcióba lépve karbonát ( $\text{Cal}_{\text{SHR1}}$ ) kicsapódását eredményezhette, mint azt korábban már VARGA et al. (2005) leírta. Az evaporit ásványok (pl. halit, anhidrit) oldódásából albitosodáshoz létfontosságú  $\text{Na}^+$  és szulfidkialakulásához szükséges reaktív szulfát ( $\text{SO}_4^{2-}$ ) jöhetett létre. A törmelékes földpátokból felszabaduló  $\text{Al}^{3+}$  és kovasav, valamint a törmelékes mafikus ásványok (VARGA et al. 2005) oldódásából származó  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$  és  $\text{Ca}^{2+}$  rétegszilikátok (pl. klorit), illetve kalcit kialakulásához vezethetett (BURLEY & WORDEN 2003). Az autigén földpát és karbonát ásványok a mellékközetet átható cementként (MÁTHÉ 2015), kősó vázkristályok (MÁTHÉ & VARGA 2012) és  $\text{Ve}_{\text{inc1C}}$  erek eredeti rostos szemcséinek helyettesítésé-ként válhattak ki (III.3.4.3 és IV.2.1.1 ábra).

Összegezve, a  $\text{Ve}_{\text{inc1C}}$  erekben (és a mellékközetben) megfigyelt  $\text{Ab} \pm \text{Kfs}$ ,  $\text{Cal}_{\text{SHR1}}$ ,  $\text{Chl}$  és  $\text{Py-Ccp1}$  ásványok (IV.2.1.6; IV.2.1.7 és IV.2.1.9 ábra) kialakulásának két lehetséges forgatókönyve vázolható a BAF esetében: (1) diagenetikus albitosodás és termokémiai szulfátredukció együttes működése, klorit és kalcit keletkezése izokémiai hidrotermális folyamatok eredményeként. Ebben az esetben az emelkedett hőmérsékletű fosszilis

sósvíz új, termodinamikailag stabil ásványok kialakulását eredményezte a korábbi, instabillá vált ásványok oldását követően. (2) Diagenetikus albitosodás, amelyet magmás tevékenység által előidézett hidrotermális ásványkiválás követett. Ebben az esetben a diagenetikus albitosodást követően magmás eredetű hidrotermális oldatok migráltak a kőzettest töréseiben, ahol fluidum túltelítettségével kiváltak a kalcit, klorit és szulfid ásványok.

Az első lehetőséget a másodikkal szemben a következő megfigyelések indokolják: (a) petrográfiai alapon az Ab-Kfs-Py-Ccp1-Gn-Cal<sub>SHR1</sub>-Chl ásványok szingenetikus együttest alkotnak (IV.2.1.7, IV.2.1.8 és IV.2.1.9 ábra). (b) A szulfidok és szulfátok  $\delta^{34}\text{S}$  értéke nagyobb tartományt fed le, mint az a magmás eredetű képződményekre jellemző (HOEFS 2009). (c) Az amorf, rostos szulfid (FeS<sub>FIB</sub>; IV.2.1.9F ábra) a pirit prekursoraként értelmezhető (BERNER 1984; FURUKAWA & BARNES 1995). (d) A formáció szulfid- és összes szerves széntartalma (TOC) jó korrelációt mutat (MÁTHÉ & NÁDASI 2017).

Tekintettel arra, hogy a BAF kőzeteiben végbement albitosodás vélhetően diagenetikus folyamat volt (ÁRKAI et al. 2000; VARGA et al. 2005), a hozzá társuló ásványkiválás, azaz a kalcit, a szulfidok és a klorit kialakulása szintén diagenetikus folyamat lehetett. Mint azt fentebb bemutattam, a termokémiai szulfátredukció 100–200 °C hőmérsékletet igényel. A terület szerkezetfejlődését figyelembe véve nem zárható ki, hogy ez a korai felfűtés a Pennini riftesedéshez kötődik (ÁRKAI et al. 2000), amely során a Tiszai-főegység levált az Európai-lemezről. A riftesedés során a BAF kőzetei mély diagenetikus, anchizónás tartományba jutottak, amelyet illit (0,296–0,728  $\Delta^{\circ}2\Theta$ ) és klorit kristályosság (0,293–0,798  $\Delta^{\circ}2\Theta$ ), vitrinit reflexió (2,26–2,87  $R_{\text{random}}\%$ ), valamint K-fehércsillám K-Ar adatok igazolnak (ÁRKAI et al. 2000).

### V.3.2. EXTENZIÓS TEKTONIKAI FOLYAMATOK SORÁN VÉGBEMENŐ OLDÓDÁS ÉS KRISTÁLYOSODÁS A VEINCIC ÉS VEINSTR ÉRGENERÁCIÓKBAN

Az Ab-Kfs-Py-Ccp1-Gn-Cal<sub>SHR1</sub>-Chl ásványegyüttes kialakulását követően oldódtak a Veincic erekben fennmaradó evaporit ásványok, majd az erek pórusai részlegesen cementálódtak a formáción belüli, advektíven áramló fluidumokból kiváló Cal<sub>FIB1</sub>-Cal<sub>SHR2</sub>-Brt-Cl<sub>ACC</sub>-Py-Ccp2 ásványegyüttes által. Egy korai, jól oldódó rostos ásvány jelenlétére a Veincic erekben megfigyelt mikroszerkezetek utalnak, amely evaporit ásvány létére a kősó vázkristályok egykori jelenléte mellett a legidősebb éralkotó kalcitban mért (Cal<sub>SHR1</sub>) nagy sótartalom (13,2–13,9%  $w_{\text{NaCl}_{\text{eq}}}$ ) is utal. Petrográfia és

stabilizotóp-arányok (IV.2.1.9 és IV.5.2 ábra; IV.5.2 táblázat) alapján a szulfidok pórusokban megjelenő, második generációja termokémiai szulfátredukció útján jöhettek létre. A tús megjelenésű barit-cölesztin (Br<sub>t</sub>-Cl<sub>s</sub><sub>ACC</sub>) a MÁTHÉ (1999) által javasolt módon alakulhatott ki, azaz a felfűtött pórusfluidumok oldhatták a playa környezetben képződött korai barit-cölesztin ásványokat, majd valamely folyamat (pl. fluidum bepárlódása) hatására azok az erekben válhattak ki. A terület szerkezetfejlődése alapján az emelkedett (>100 °C) hőmérsékletért ugyancsak a Pennini riftesedés lehet felelős.

A Cal<sub>SHR2</sub>-Br<sub>t</sub>-Cl<sub>s</sub><sub>ACC</sub> (Ve<sub>incic</sub>) és Cal<sub>EB1A-B-C</sub>-Br<sub>t</sub>-Cl<sub>s</sub><sub>SEB</sub> (Ve<sub>inSTR</sub>) ásványok fluidumzárványaiban meghatározott  $T_h$  értékek (IV.4.2A ábra) és ásványokra jellemző stabilizotóp-arányok (IV.5.1 ábra; IV.5.1 táblázat) az ásványok szülőfluidumának azonos eredetére utalnak (V.2.2 ábra). Azonban a Ve<sub>inSTR</sub> érgenerációra jellemző kisebb sótartalom (4,6–9,7% wNaCl<sub>eq</sub>) alapján a fosszilis sósvíz az agyagásvány átalakulásból (szmektit→illit) származó, kis sótartalmú fluidummal hígulhatott (IV.4.2B ábra). Mivel a Ve<sub>inSTR</sub> erekben megfigyelhető nyírás extenziós feszültségmezőről árulkodik, illetve geokémiai alapon az éralkotó ásványok szülőfluiduma a Ve<sub>incic</sub> és Ve<sub>inSTR</sub> érgenerációk kalcit ásványai esetében azonos, a Ve<sub>inSTR</sub> erek kialakulása feltehetően szintén a Pennini riftesedéséhez, annak esetleg egy tektonikailag aktívabb szakaszához kötődik.

### V.3.3. KOMPRESSZIÓS TEKTONIKA ÉS ANHIDRIT KIVÁLÁS A VE<sub>inech</sub>, VE<sub>inSTR</sub> ÉS VE<sub>incic</sub> ÉRGENERÁCIÓKBAN

Tektonikai rátolódásokhoz köthető Ve<sub>inech</sub> erek alkotta nyírási zónák kompressziós feszültségmezőt jeleznek, amely a terület szerkezetfejlődését tekintve feltehetően az alpi orogenezis késő-kréta fázisához köthető. Ezen esemény során ÉK–DNy-i tengelyű redők alakultak ki a Nyugat-Mecsekben (BENKOVICS et al. 1997). A BAF–2 fúrásban megjelenő nyírási zónák egymáshoz közeli dőlésszög értékei alapján TÓTH et al. (2020) arra következtet, hogy a Ve<sub>inech</sub> érgeneráció a redőződéssel többé-kevésbé azonos időben, vagy valamivel azt követően jött létre. A Cal<sub>FIB2</sub> kalcit  $\delta^{13}\text{C}$  és  $\delta^{18}\text{O}$  értékei igen hasonlóak a mellékkőzet izotópos adataihoz (IV.5.1 ábra), amely kőzetdomináns fluidum-kőzet kölcsönhatást jelez. A szülőfluidum eredete azonos lehet a Cal<sub>EB1A-B-C</sub> (Ve<sub>inSTR</sub>) ásványokéval, azaz nagy hőmérsékletű (80–115 °C) fosszilis sósvízzel, amely különböző reakciók során lépett kölcsönhatásba a mellékkőzettel. A Br<sub>t</sub>-Cl<sub>s</sub><sub>FIB</sub> ásvány feloldódott, majd az erekben újból kivált, playa eredetű ásványként értelmezhető. A nyírási zónák működését követően anhidrit kiválás volt jellemző a képződményben. A Ve<sub>inech</sub> és



Vein<sub>SRT</sub> erekben (IV.2.3.2 és IV.2.2.2C ábra) a Cal<sub>FIB2</sub>, Brt-Cl<sub>SFIB</sub> és Cal<sub>EB1B</sub> ásványokat részlegesen az Anh<sub>FIB</sub> és Anh<sub>EB</sub> ásványok helyettesítették, míg a Vein<sub>CIC</sub> pórusait részben, vagy teljesen az Anh<sub>SHR</sub> és Anh<sub>SF</sub> ásványok cementálták (IV.2.1.9 ábra).

#### V.3.4. MOZGÓ HIDRAULIKUS TÖRÉSEK ÉS METEORIKUS FLUIDUMOK A VEIN<sub>STR</sub> ÉS VEIN<sub>BR</sub> ÉRGENERÁCIÓKBAN

Az anhidrit kiválását követően a felnyíló Vein<sub>STR</sub> ereket kalcit (Cal<sub>EB1C</sub>) és kvarc (Qtz<sub>FG</sub>) cementálta, amely ásványegyüttes rostos kristályok formájában is kiválhatott az agyagkőben, aleurolitban (Cal<sub>FIB3</sub> és Qtz<sub>FIB</sub> ásványok a későbbi Vein<sub>BR</sub> erekben). A rostos kristályokból álló mikroerek gyengeségi síkként szolgáltak a Vein<sub>BR</sub> érgeneráció kialakulása során. A szögletes alakú, egymáshoz tökéletesen illeszkedő közetzárványok (in-situ töréses szerkezetek; IV.2.4.2 ábra) nagy mennyisége arra utal, hogy az érfejlődés fluidumhoz kapcsolódó, hidraulikus breccsásodáshoz kötődhet (JÉBRAK 1997). A hidraulikus breccsásodáshoz szükséges nagymértékű fluidumnyomást olyan folyamatok eredményezhetik, mint a kompaktáció, a katagenézis, a hőmérséklet emelkedése, a fluidumvezető vetők permeabilitásának csökkenése vagy a tektonikus kiemelkedés (JÉBRAK 1997; BEAUMONT & FIEDLER 1999; COBBOLD & RODRIGUES 2007). A tanulmányozott üledékes közetsorozat esetében a fluidumnyomás viszonylagos emelkedését magyarázhatja a Pannon-medence késő-pannóniaiában kezdődő inverziója során zajló tektonikus kiemelkedés (CSONTOS et al. 2002), bár Konrád & Sebe (2010) megállapította, hogy a Nyugat-Mecsek területén nincs nyoma pannóniai-negyedidőszaki tektonikai aktivitásnak. A fluidumnyomás emelkedésének másik lehetősége az emelkedő hőmérséklet. Eredményként breccsásodás jön létre, amely során olyan törések keletkeznek, főként gyengeségi síkok mentén, amelyek terjedésével lépést tarthat a fluidumok migrációja (*mobile hydrofractures*; BONS 2001b). A fluidumokból kiváló ásványok cementálhatják a mellékkőzet töredékeit, hidraulikus breccsákat hozva létre. A Vein<sub>BR</sub> Cal<sub>EB2A</sub> ásványában megfigyelt, viszonylag nagy  $T_h$  értékek (IV.4.2A és V.2.1 ábra) alátámasztják az utóbbi feltételezést. Következésképp, az emelkedett hőmérséklet és a breccsásodás feltehetően a Pannon-medence szin-rift fázisához kötődik. Később, a Vein<sub>BR</sub> pórusaiban kis hőmérsékletű ( $T_h=43-50$  °C) meteorikus fluidumok migráltak, amely eredményeként létrejött a Cal<sub>EB2A</sub> kalcitól szövetileg és geokémiaailag is eltérő Cal<sub>EB2B</sub> kalcit, amely kis hőmérsékletével és meteorikus eredetével a BAF neogén–negyedidőszaki szárazulati kitérttségét sejteti.

#### V.4. KITERJESZTHETŐSÉG, PETROGRÁFIAI HASONLÓSÁG ÉS KÜLÖNBSÉG A BAF–2, A BAT–4 ÉS A DELTA–3 FÚRÁSOK VIZSGÁLT ÖSSZLETEINEK ÁSVÁNYOS EREI KÖZÖTT

A BAT–4 és a Delta–3 fúrásokban megjelennek olyan fonatos lefutású erek (Vein<sub>CIC</sub>), amelyek nagymennyiségű kőzetzárványt tartalmaznak (*IV.3.1.1A és IV.3.1.2A ábra*). Ezen kőzetzárványok sokszor a BAF–2 Vein<sub>CIC</sub> érgenerációjára jellemző zárványsor, zárványsáv és kúp-a-kúpban szerkezetekbe rendeződnek. A kőzetzárványok és érfalak körül igen gyakori az autigén albit (*IV.3.1.1B és IV.3.1.2B ábra*), amely szintén markáns ismérve a BAF–2 Vein<sub>CIC</sub> ereinek. Mindemellett szulfidok is gyakran fordulnak elő a BAF–2 Vein<sub>CIC</sub> ereiben látottakhoz hasonló szöveti helyzetben. A fúrások között eltérés tapasztalható azonban az éralkotó kalcit és anhidrit arányában. A BAF–2 Vein<sub>CIC</sub> és Delta–3 Vein<sub>CIC</sub> erekben uralkodó ásvány a kalcit, amely mennyisége a BAF–2 fúrásban a mélységgel csökken, helyét anhidrit veszi át. Ezzel szemben a BAT–4 Vein<sub>CIC</sub> érgeneráció fő éralkotó ásványa az anhidrit, kalcit csak alárendelt mennyiségben jelenik meg. A különbség a fúrások eltérő mélységéből adódhat, ugyanis a BAT–4 fúrásból vizsgált kőzetminták 668 méternél mélyebbről származnak, míg a BAF–2 és a Delta–3 fúrások ~9 m mélységtől kezdődően tárták fel a tanulmányozott képződményt. További eltérés az éralkotó anhidrit CL tulajdonságaiban észlelhető. A BAF–2 Vein<sub>CIC</sub> esetében nem tapasztalható CL aktivitás, azonban a BAT–4 és Delta–3 Vein<sub>CIC</sub> esetében kék CL szín látható, amely az anhidrit nagyobb ritkaföldfém tartalmára utalhat (BAUMER et al. 1997; GAFT et al. 2015). Összegezve, mikroszerkezet (*IV.2.1.1 és IV.3.1.1 ábra*) és ásványos összetétel (*IV.2.1.7; IV.2.1.9; IV.3.1.1 és IV.3.1.2 ábra*) alapján valószínűsíthető, hogy a BAF–2 fúrásból leírt Vein<sub>CIC</sub> érgeneráció a BAT–4 és Delta–3 fúrásokban is megjelenik.

Mindhárom fúrásban jelen vannak egyenes geometriájú, több zónából álló, repedés-képződés és bezáródás folyamata által létrejött erek, amelyek fő éralkotó ásványa megnyúlt-tömbös morfológiájú kalcit (*IV.2.2.2 és IV.3.2 ábra*). A Delta–3 fúrás Vein<sub>STR</sub> ereiben kisebb mennyiségben barit-cölesztin is megjelenik, azonban a BAT–4 fúrásban ez nem tapasztalható. További eltérés, hogy a BAF–2 fúrásban megfigyelt anhidrit felületbélyegzés (*IV.2.2.2 ábra*) a másik két fúrás Vein<sub>STR</sub> ereiben nem jelentkezik. Ugyan némi eltérés észlelhető az ásványos összetétel és utólagos kiválások tekintetében (pl. anhidrit a BAF–2 Vein<sub>STR</sub> erekre korlátozódik; *IV.2.2.2 ábra*), azonban számos olyan hasonlóság, mint a zónás megjelenés, vagy az erek fő kitöltő ásványa és annak morfológiája (megnyúlt-tömbös kalcit; *IV.2.2.2 és IV.3.2 ábra*), felveti a fúrásokban megfigyelt Vein<sub>STR</sub> erek azonos eredetének lehetőségét.

A Delta-3 fúrásban megjelenő kulisszás elrendeződésű hasadékok geometriája, fő repedéskitöltő ásványa és az erek rostos szövete (*IV.2.3.2 és IV.3.3 ábra*) a BAF-2 fúrás  $Vein_{ECH}$  érgenerációjával megegyező genetikára utal. A BAT-4 és Delta-3 fúrások kulisszás elrendeződésű erekben mutatott szegénysége azt jelzi, hogy a rátolódásos szerkezetalakulás a BAF jelenlegi elterjedési területének szélsőbb zónáiban volt jelentős.

A BAT-4 és Delta-3 fúrásokban számos, több kalcit generációból álló hidraulikus breccsa figyelhető meg (*IV.3.4 ábra*), amelyek petrográfiai alapon egyezést mutatnak a BAF-2 fúrásban megjelenő  $Vein_{BR}$  erekkel (*IV.2.4.2 ábra*).

Összegezve, számos szöveti, szerkezeti és ásványtani hasonlóság alapján megvan annak lehetősége, hogy a BAF-2 fúrásban megfigyelt érgenerációk megjelenjenek a BAF teljes kiterjedésében, ugyanakkor az érgenerációkat alkotó ásványok egyértelmű azonosításhoz olyan további geokémiai vizsgálatok szükségesek, amelyek meghaladják doktori értekezésem kereteit.

## V.5. KÖRNYEZETFÖLDTANI VONATKOZÁSOK

A radioaktív hulladékok kezelése során kulcsfontosságú a természeti erőforrások kiaknázása, a káros környezeti hatások elkerülése és környezetünk hosszútávú védelme, amely biztosítja a fenntartható fejlődés lehetőségét. Ennek érdekében a szakemberek és döntéshozók között egyetértés mutatkozik abban, hogy a nagy aktivitású radioaktív hulladékok felszín alatti, nagy mélységű tárolása egy megbízható és kivitelezhető megoldás (BÁRDOSSY 1999; SZŰCS 2013). A nagy aktivitású hulladék végleges elhelyezését érintő kutatás során meghatározó az optimális földtani környezet kiválasztása. Így elengedhetetlen a potenciális telephelyek minősítése, a tároló földtani képződményen belüli, ideális elhelyezése, mivel egyes folyamatok a tárolóban elhelyezett radionuklidok egy részének kiszabadulását eredményezhetik. Ilyen folyamat lehet pl. a radioaktív bomlásból származó hőhatás következtében a mérnöki gátak fokozatos leépülése, vagy tektonikai folyamatok révén a földtani gát izolációs képességének csökkenése (SZŰCS 2013).

Kutatásom során a hulladéktároló potenciális befogadó képződményét, a Bodai Agyagkő Formációt vizsgáltam, hogy képet kapjak a kőzettest több, mint 250 millió éves történetét jellemző tektonikai folyamatokról és fluidummigrációs eseményekről. A tanulmányozott kőzettestben megjelenő ásványos erek négy nagyobb szerkezetalakulási esemény során jöttek létre. A legkorábbi esemény atektonikus, diagenetikus folyamatokhoz kötődik ( $Vein_{CIC}$ ). Ezt egy extenziós tektonikai fázis követte, amely során advektíven

áramló fluidumból váltak ki ásványok, több szakaszban cementálva a kialakuló repedéseket (Vein<sub>STR</sub>). A következő, kompressziós tektonikai fázisban hasadékok alkotta nyírási zónák (Vein<sub>ECH</sub>) jöttek létre a képződményben. Ezek a zónák azonban nem működtek advektív fluidumáramlási pályákként, a hasadékokat cementáló ásványok alkotói lokális, diffúziós folyamatok során juthattak jelenlegi helyzetükbe, amelyet szöveti és geokémiai jellemzők egyaránt alátámasztanak. A tárgyalt három érgenerációt alkotó ásványok szülőfluiduma stabilizotóp-arányok és homogenizációs hőmérsékletek együttes értelmezése alapján a képződményből származott. Mindez a kőzettest kiemelkedő folyadékreaktív tulajdonságairól árulkodik, mivel a képződményen kívülről érkező fluidumok földtani léptékben jelentős időtartamban sem módosították észrevehetően a formáción belüli fluidum eredeti összetételét. Az utolsó szerkezetalakulási esemény során hidraulikus breccsák (Vein<sub>BR</sub>) jöttek létre. Ezek pórusaiban egy kalcit ásványgeneráció vált ki, amely szöveti és geokémiai paramérei alapján utólagos, külső forrású fluidumok advektív áramlására utal. GÁL et al. (2020) szerint egy üledékes összletben az utolsó cementálódási események során uralkodó fluidumok sótartalma jellemezheti a formáción belüli fluidum jelenkori állapotát. Ez a megállapítás a BAF–2 fúrás eltérő mélységtartományaiából (310–336 m; 484–509 m; 860–886 m) származó vízminták kis ( $<0,5\% \text{ wNaCl}_{\text{eq}}$ ; SÁMSON 2015, 44. táblázat) sótartalmával támasztható alá. Ugyanakkor érdemes megemlíteni, hogy a sekélyebb két vízminta nátrium-hidrogén-karbonátos, míg a legmélyebb szintről származó vízminta ettől igen eltérő, nátrium-szulfátos kemizmusú (SÁMSON 2015). Ugyan a breccsák nem gyakoriak a képződményben, jelenleg is nyitott pórusaik révén biztonsági kockázatot jelenthetnek a létesítmény hosszú távú működése során, ennek értelmében gyakoriságuk, térbeli elhelyezkedésük, konnektivitásuk, felszíni kapcsolataik és fluidumvezető képességük felmérése kiemelt hangsúlyt érdemel a megfelelő telephely kiválasztásakor.

## VI. KONKLÚZIÓ

A késő-perm korú Bodai Agyagkő Formáció kőzetanyagában négy eltérő geometriájú érgeneráció különíthető el: fonatos lefutású, mellékkőzetzárványokban és kúp-a-kúpban szerkezetekben gazdag erek ( $Vein_{CIC}$ ), egyenes lefutású erek ( $Vein_{STR}$ ), kulisszás elrendeződésű erek ( $Vein_{ECH}$ ), valamint breccsa jellegű repedéskitöltések ( $Vein_{BR}$ ). Metsződési viszonyuk és ásványtani, geokémiai jellemzőik alapján felállítható időrendi sorrend a következő:  $Vein_{CIC}$ ,  $Vein_{STR}$ ,  $Vein_{ECH}$ ,  $Vein_{BR}$ .

A BAF-2 fúrásában vizsgált  $Vein_{CIC}$  érgeneráció mikroszerkezete arra utal, hogy az erek növekedése folytonos volt, amelyet bizonyít (1) a klasztok hajlott geometriája, (2) a kőzetzárványok központi nyílásszögének érközepek felé észlelhető, fokozatos csökkenése, (3) az érfalokról részlegesen leszakadó kőzetzárványok, valamint (4) a szomszédos klasztok jelentősen eltérő mérete. A kiszorításos érnövekedést feltehetően a növekvő kristályok által kifejtett nyomás vezérelte. A diffúz kőzetzárványhatárok, a kúp-a-kúpban mikroszerkezetek, a kőzetzárványok körül megjelenő autigén albit, valamint az albit szemcsékben megjelenő apró kőzetzárványok arra utalnak, hogy a klasztok képlékeny stílusú alakváltozása és ezáltal a  $Vein_{CIC}$  erek kialakulása kis kohéziójú üledékben ment végbe a korai diagenézis során. Mivel a mikroszerkezetek által igazolt, folytonos érfejlődés — kellő mennyiségű rostos ásványszemcse hiányában — nem egyeztethető össze az éralkotó ásványok morfológiájával, így feltételezhető, hogy a kialakulásra jellemző, elsődleges szövet már nincs jelen az erekben. Alapul véve, hogy a folytonos érnövekedés rostos kristályok kialakulásával jár, a  $Vein_{CIC}$  ereket eredetileg egy olyan korai, rostos ásvány cementálhatta, amelyet egyebek mellett albit±káliföldpát, szulfidok és karbonátok helyettesítettek diagenetikus, hidrotermális folyamatok során, megőrizve a kezdeti mikroszerkezeteket. A tárgyalt modellek szerint bepárlódás, kompakció, nyomásoldódás, kristályosodás által kifejtett nyomás, emelkedett fluidumnyomás, továbbá szivárgási erők is hozzájárulhattak az erek és mikroszerkezetek kialakulásához. Petrográfiai és geokémiai bizonyítékok alapján a  $Vein_{CIC}$  erek kezdeti rostos ásványát fosszilis sósvíz jelenlétében helyettesítették a megfigyelt ásványok. Ezen ásványok eredete feltehetően diagenetikus albitosodáshoz és termokémiai szulfátredukcióhoz kötődik, amelyet a Pennini-óceán rifettedése során emelkedő hőmérséklet eredményezett a késő-triász–jura időszakban. Ennek értelmében az éralkotó szulfidok üledékes eredetű, hidrotermális ásványegyüttesként értelmezhetők.

A szerkezetfejlődés későbbi szakaszában olyan erek jöttek létre repedésképződés és bezáródás mechanizmus által, amelyek fluidumzárványai uralkodóan 80–132 °C közötti

homogenizációs hőmérséklet ( $T_h$ ; minimum és interkvartilis terjedelem) értékekkel rendelkeznek. Stabilizotóp-arányok és mikrotermometriai mérések alapján az éralkotó ásványokat létrehozó fluidum fosszilis sósvíz lehetett, amely agyagásványok átalakulásából származó, kis sótartalmú összetevővel hígult. Ily módon a Vein<sub>STR</sub> ereket alkotó karbonátok és szulfátok egy olyan formáción belüli, advektíven áramló fluidumból váltak ki, amely idősebb erek pórusaiban is ásványkiváláshoz vezetett.

A következő deformációs esemény során nyírási zónák jöttek létre kulisszás elrendezésű erek (Vein<sub>ECH</sub>) antitaxiális növekedését eredményezve. Az éralkotó rostos kristályok  $\delta^{18}\text{O}$  és  $T_h$  értékei a fluidum és a mellékközet intenzív kölcsönhatását jelzik, amely az érfejlődés során uralkodó, diffúziós anyagtranszport folyamatra utal. A következő, egész képződményt érintő esemény során a korai, —  $\delta^{34}\text{S}$  értékek alapján — tavi környezetben kialakult anhidrit a mellékközetből oldódott, majd a már meglévő érgenerációkban vált ki újra.

Az utolsó, tektonikailag aktív fázis során repedések és velük együtt emelkedett hőmérsékletű ( $T_h=130\text{--}148\text{ }^\circ\text{C}$ ; minimum és interkvartilis terjedelem) fluidumok vándoroltak gyengeségi síkok mentén, hidraulikus breccsákat hozva létre (Vein<sub>BR</sub>). Ezt követően, a végső érfejlődési szakaszban kis hőmérsékletű ( $T_h=43\text{--}50\text{ }^\circ\text{C}$ ) meteorikus fluidum migrált a breccsák pórusaiban, amelyből kivált a legfiatalabb repedéskitöltő kalcitgeneráció.

Összegezve: az éralkotó kalcit legtöbb esetben olyan formáción belüli porusfluidumból vált ki, amely a playa üledékek által csapdázott fosszilis sósvíz és diagenetikus folyamatok (pl. agyagásvány átalakulások) során felszabaduló komponensek keveredésével jöhetett létre. A legfiatalabb éralkotó ásványgenerációk esetében azonban a szülőfluidum meteorikus eredetű volt és advektív áramlást jelez a breccsa erek pórusai mentén.

A BAF–2 fúrásban feltártak kiterjeszhetőségét illetően elmondható, hogy a BAT–4 és Delta–3 fúrásokban nem jelenik meg olyan szerkezeti elem, amely lényegesen eltér a BAF–2 fúrásban látottaktól, ugyanakkor megfigyelhetők olyan szerkezeti, szövetileg és ásványtanilag rokonítható erek, amelyek igen nagy hasonlóságot mutatnak a BAF–2 fúrásra jellemző érgenerációkkal.

Doktori disszertációmban bemutattam, hogy az ásványos erek mikroszerkezeti, szöveti és geokémiai tulajdonságainak együttes vizsgálata kivételes lehetőséget nyújt a Bodai Agyagkő Formáció szerkezetfejlődésének és fluidummigráció-történetének megismeréséhez, amely hozzájárulhat a nagy aktivitású radioaktív hulladéktároló potenciális befogadó képződményének felelősségteljes értékeléséhez, így az emberi egészség és a környezetünk hosszútávú védelméhez.

## **KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS**

Köszönöm témavezetőmnek, **SCHUBERT FÉLIX**nek a kimagasló szintű szakmai segítségét és éveken át tartó bizalmát, odaadását. Külön köszönet illeti tanszékünk vezetőjét, **M. TÓTH TIVADART**, aki éles meglátásaival, hasznos tanácsaival nagyban hozzájárult jelen dolgozat megszületéséhez. Köszönöm hallgatótársam, **TÓTH EMESE** segítségét, szakmai beszélgetéseink, közös munkáink kutatásom alapját képezték. Szeretném megköszönni **GARAGULY ISTVÁN** és **BENKÓ ZSOLT** remek javaslatait, előremutató észrevételeit. Közös munkáink során sokat tanultam **RAUCSIK BÉLA** és **RAUCSIKNÉ VARGA ANDREA** tanácsaiból, javaslataiból, amelyet ezúton is köszönök. Nagyon hálás vagyok **MÁTHÉ ZOLTÁN** és **NÁDASI JÁNOS** szakmai támogatásáért. Köszönöm **PALCSU LÁSZLÓ** és **FUTÓ ISTVÁN** stabilizotóp-arány mérések során nyújtott közreműködését. Továbbá köszönöm **FALL ANDRÁS** és **SZABÓ CSABA** tanácsait, körültekintő és alapos bírálatait.

Köszönöm a **MECSEKÉRC ZRT.**-nek és a **RADIOAKTÍV HULLADÉKOKAT KEZELŐ KÖZHASZNÚ NONPROFIT KFT.**-nek, hogy lehetővé tették a kutatás kivitelezését, a fűrészek maganyagának megtekintését és mintázását, valamint az eredmények publikálását.

Köszönöm a Szegedi Tudományegyetem **ÁSVÁNYTANI, GEOKÉMIAI ÉS KÖZETTANI TANSZÉK** minden munkatársának a dolgozat létrejöttéhez szükséges stabil háttér biztosítását.

Végül, de nem utolsó sorban nagyon köszönöm **SZÜLEIM** és egész **CSALÁDOM** töretlen támogatását és odaadó szeretetét.

## IRODALOMJEGYZÉK

- ÁDÁM, J., GADÓ, J., HORVÁTH, Á. 2016: Kiegészített fűtőelemek és radioaktív hulladékok kezelése és elhelyezése. Bevezető. — *Magyar Tudomány* **177/5**, 514–517.
- ÁRKAI, P., DEMÉNY, A., FÓRIZS, I., MÁTHÉ, Z. 2000: Composition, diagenetic and post-diagenetic alterations of a possible radioactive waste repository site: The Boda Albitic Claystone Formation, southern Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **43/4**, 351–378.
- BARABÁS-STUHL, Á. 1981: A Kővágószőlősi Homokkő Formációt alkotó kisciklusok földtani vizsgálata. — *Földtani Közlöny* **111**, 26–42.
- BÁRDOSSY, GY. 1995: A radioaktív hulladék elhelyezésének kérdései Magyarországon. — *Magyar Tudomány* **8**, 935–943.
- BÁRDOSSY, GY. 1998: A radioaktív hulladékok elhelyezése Magyarországon. — *Földtani Közlöny* **128/1**, 179–196.
- BÁRDOSSY, GY. 1999: A radioaktív hulladék hazai elhelyezésének földtudományi alapjai. — *Széköfoglalók a Magyar Tudományos Akadémián*, Magyar Tudományos Akadémiai, Budapest, 1–31.
- BAUMER, A., BLANC, PH., CESBRON, F., OHNENSTETTER, D. 1997: Cathodoluminescence of synthetic (doped with rare-earth elements) and natural anhydrites. — *Chemical Geology* **138**, 73–80.
- BEAUMONT, E. A., FIEDLER, F. 1999: Formation fluid pressure and its application. In: BEAUMONT, E. A., FOSTER, N. H. (eds.): Exploring for oil and gas traps. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, 1153 p.
- BENKOVICS, L., MANSY, J-L., CSONTOS, L., BERGERAT, F. 1997: Folding in the Abaliget road cut (Mecsek Mountains). — *Acta Geologica Hungarica* **40/4**, 425–440.
- BEREGART, F., CSONTOS, L. 1988: Brittle tectonics and paleostressfields in the Mecsek and Villány Mountains (Hungary): correlations with the opening mechanisms of the Pannonian Basin. — *Acta Geologica Hungarica* **31/1–2**, 81–100.
- BERNÁTH, GY. (szerk.), GÄRTNER, D., ZILÁHI-SEBESS, L., PROHÁSZKA, A., HEGEDŰS, S. 2014: A BAF-2 jelű fúrás mélyfúrás-geofizikai dokumentálása és értékelése. Kutatási jelentés, Geo-Log Környezetvédelmi és Geofizikai Kft., Budapest, 55p.
- BERNER, R. A. 1984: Sedimentary pyrite formation: An update. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **48**, 605–615.



- BODNAR, R. J. 1993: Revised equation and table for determining the freezing point depression of H<sub>2</sub>O–NaCl solutions. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **57**, 683–684.
- BOLES, J. R., FRANKS, S. G. 1979: Clay diagenesis in Wilcox Sandstones of Southwest Texas: Implications of smectite diagenesis on sandstone cementation. — *SEPM Journal of Sedimentary Research* **49**, 55–70.
- BOLES, J. R. 1982: Active albitisation of plagioclase, Gulf Coast Tertiary. — *American Journal of Science* **282**, 165–180.
- BONS, P. D. 2000: The formation of veins and their microstructures. — *Journal of the Virtual Explorer* **2**, 12 p.
- BONS, P. D. 2001a: Development of crystal morphology during unitaxial growth in progressively widening vein: I. The numerical model. — *Journal of Structural Geology* **23**, 865–872.
- BONS, P. D. 2001b: The formation of large quartz veins by rapid ascent of fluids in mobile hydrofractures. — *Tectonophysics* **336**, 1–17.
- BONS, P. D., ELBURG, M. A., GOMEZ-RIVAS, E. 2012: A review of the formation of tectonic veins and their microstructures. — *Journal of Structural Geology* **43**, 33–62.
- BURLEY, S. D., WORDEN, R. H. (eds.) 2003: Sandstone diagenesis: Recent and ancient. Blackwell Publishing, Oxford, 649 p.
- BUTLER, I. B., BÖTTCHER, M. E., RICKARD, D., OLDROYD, A. 2004: Sulfur isotope partitioning during experimental formation of pyrite via the polysulfide and hydrogen sulfide pathways: implications for the interpretation of sedimentary and hydrothermal pyrite isotope records. — *Earth and Planetary Science Letters* **228**, 495–509.
- COBBOLD, P. R., RODRIGUES, N. 2007: Seepage forces, important factors in the formation of horizontal hydraulic fractures and bedding-parallel fibrous veins ('beef' and 'cone-in-cone'). — *Geofluids* **07**, 313–322.
- COBBOLD, P. R., ZANELLA, A., RODRIGUES, N., LØSETH, H. 2013: Bedding-parallel fibrous veins (beef and cone-in-cone): Worldwide occurrence and possible significance in terms of fluid overpressure, hydrocarbon generation and mineralization. — *Marine and Petroleum Geology* **43**, 1–20.
- COX, S. F. 1987: Antitaxial crack-seal vein microstructures and their relationship to displacement paths. — *Journal of Structural Geology* **09**, 779–787.

- CSÁKBERÉNYI-MALASICS, D., RODRIGUEZ-BLANCO, J. D., KIS, V. K., REČNIK, A., BENNING, L. G., PÓSFAL, M. 2012: Structural properties and transformations of precipitated FeS. — *Chemical Geology* **294–295**, 249–258.
- CSONTOS, L., BERGERAT, F. 1992: Reevaluation of the Neogene brittle tectonics of the Mecsek–Villány area (SW Hungary). — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestiensis de Rolando Eötvös Nominatae, Sectio Geologica* **29**, 3–12.
- CSONTOS, L., VÖRÖS, A. 2004: Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **210**, 1–56.
- CSONTOS, L. 1998: Szerkezeti földtan. Egyetemi jegyzet, ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 208 p.
- CSONTOS, L., BENKOVICS, L., BERGERAT, F., MANSY, J.-L., WÓRUM, G. 2002: Tertiary deformation history from seismic section study and fault analysis in a former European Tethyan margin (the Mecsek–Villány area, SW Hungary) — *Tectonophysics* **357**, 81–102.
- DA COSTA, G., HOFMANN, A., AGANGI, A. 2017: Provenance of detrital pyrite in Archean sedimentary rocks. In: MAZUMDER, R. (ed.): Sediment provenance. Elsevier, 509–531.
- DABI, G., M. TÓTH, T., SCHUBERT, F. 2009: Eltérő szövetű karbonátterek szerepe a repedéscementáció rekonstrukciójában (Ófalu, Goldgrund-völgy). — *Földtani Közlöny* **139/1**, 3–20.
- DÄHLMANN, A., DE LANGE, G. J. 2003: Fluid–sediment interactions at Eastern Mediterranean mud volcanoes: a stable isotope study from ODP Leg 160. — *Earth and Planetary Science Letters* **212**, 377–391.
- DESARNAUD, J., BONN, D., SHAHIDZADEH, N. 2016: The pressure induced by salt crystallization in confinement. — *Scientific Reports* **06**, 30856.
- DEWERS, T., ORTOLEVA, P. 1990: Force of crystallization during the growth of siliceous concretions. — *Geology* **18**, 204–207.
- DEWHURST, D. N., APLIN, A. C., SARDA, J.-P., YANG, Y. 1998: Compaction-driven evolution of porosity and permeability in natural mudstones: An experimental study. — *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **103(B1)**, 651–661.
- DIAMOND, L. W. 2003: Systematics of H<sub>2</sub>O inclusions. In: SAMSON, I., ANDERSON, A., MARSHALL, D. (eds.): Fluid inclusions: Analysis and interpretation. Mineralogical Association of Canada, Ottawa, 55–80.

- DIETZ, R. 1961: Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor. — *Nature* **190**, 854–857.
- DONG, G., MORRISON, G., JAIRETH, S. 1995: Quartz textures in epithermal veins, Queensland; classification, origin, and implication. — *Economic Geology* **90**, 1841–1856.
- EL TABAKH, M., SCHREIBER, B. C., WARREN, J. K. 1998: Origin of fibrous gypsum in the Newark rift basin, eastern North America. — *Journal of Sedimentary Research* **68**, 88–99.
- ENGLISH, J. M., LAUBACH, S. E. 2017: Opening-mode fracture systems: insights from recent fluid inclusion microthermometry studies of crack-seal fracture cements. — *Geological Society, London, Special Publications* **458**, 257–272.
- FALL, A., BODNAR, R. J. 2018: How precisely can the temperature of a fluid event be constrained using fluid inclusions? — *Economic Geology* **113**, 1817–1843.
- FEDOR, F., HÁMOS, G., JOBBIK, A., MÁTHÉ, Z., SOMODI, G., SZÚCS, I. 2008: Laboratory pressure pulse decay permeability measurement of Boda Claystone, Mecsek Mts., SW Hungary. — *Physics and Chemistry of the Earth* **33**, S45–S53.
- FITTS, T. G., BROWN, K. M. 1999: Stress-induced smectite dehydration: ramifications for patterns of freshening and fluid expulsion in the N. Barbados accretionary wedge. — *Earth and Planetary Science Letters* **172**, 179–197.
- FODOR, L. 2010: Mezozoos-kainozoos feszültségmezők és törésrendszerek a Pannon-medence ÉNy-i részén – módszertan és szerkezeti elemzés. Akadémiai doktori értekezés, Magyar Tudományos Akadémia, Budapest, 167 p.
- FODOR, L., CSONTOS, L., BADA, G., GYÖRFI, I., BENKOVICS, L. 1999: Tertiary tectonic evolution of the Pannonian Basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of palaeostress data. In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F., SÉRANNE, M. (eds.): *The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine Orogen*. *Geological Society, London, Special Publications* **156**, 295–334.
- FOSSEN, H., CAVALCANTE, G. C. G. 2017: Shear zones – A review. — *Earth-Science Reviews* **171**, 434–455.
- FOSSEN, H. 2010: *Structural geology*. Cambridge University Press, Cambridge, 463 p.
- FOWLER, A. C., YANG, X. 1999: Pressure solution and viscous compaction in sedimentary basins. — *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **104**, 12989–12997.

- FRANKS, P. C. 1969: Nature, origin, and significance of cone-in-cone Structures in the Kiowa Formation (Early Cretaceous), North-Central Kansas. — *Journal of Sedimentary Research* **39**, 1438–1454.
- FURUKAWA, Y., BARNES, H. L. 1995: Reactions forming pyrite from precipitated amorphous ferrous sulfide. In: VAIRAVAMURTHY, M. A., SCHOONEN, M. A. A., EGLINTON, T. I., LUTHER, G. W., MANOWITZ, B. (eds.): Geochemical transformations of sedimentary sulfur. — *ACS Symposium Series* **612**, 194–205.
- GAFT, M., REISFELD, R., PANCZER, G. 2015: Modern luminescence spectroscopy of minerals and materials. Second edition. Springer, 606 p.
- GÁL, B., POROS, ZS., ORTEGA, E. 2020: Using fluid inclusion salinity data to reduce uncertainty in petrophysical Sw calculation – New application of an old technique in unconventional reservoirs. — SPE/AAPG/SEG Unconventional Resources Technology Conference, 2020.
- GALE, J. F. W., LAUBACH, S. E., OLSON, J. E., EICHHUBLE, P., FALL, A. 2014: Natural fractures in shale: A review and new observations. — *AAPG Bulletin* **98**, 2165–2216.
- GOLDSTEIN, T. P., AIZENSHTAT, Z. 1994: Thermochemical sulfate reduction a review. — *Journal of Thermal Analysis* **42**, 241–290.
- GOLDSTEIN, R. H., REYNOLDS, T. J. (eds.) 1994: Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. SEPM (Society for Sedimentary Geology), 199 p.
- GUDMUNDSSON, A. 2011: Rock fractures in geological processes. Cambridge University Press, New York, 578 p.
- HAAS, J. (ed.), HÁMOR, G., ÁRON, J., KOVÁCS, S., NAGYMAROSY, A., SZEDERKÉNYI, T. 2013: Geology of Hungary. Springer, 244 p.
- HALÁSZ, A. 2011: A Bodai Aleurolit Formáció ciklussztratigráfiai vizsgálata. PhD értekezés, Pécsi Tudományegyetem, 129 p.
- HEGYHÁTI, J. 2007: Radioaktív hulladékok kezelése és végleges elhelyezése. — *Magyar Tudomány* **167/1**, 27–30.
- HERTELENDI, E. 1996: A Bodai Aleurit Formációból származó mintákon végzett izotópanalitikai vizsgálatok és az eredmények értelmezése. Kutatási jelentés, Isotoptech Bt., Debrecen, 33 p.
- HESS, H. H. 1962: History of ocean basins. In: ENGEL, A. E. J., JAMES, H. L., LEONARD, B. F. (eds.): Petrologic studies: A volume to honor A. F. Buddington. Geological Society of America, 599–620.

- HILGERS, C., URAI, J. L. 2002: Microstructural observations on natural syntectonic fibrous veins: implications for the growth process. — *Tectonophysics* **352**, 257–274.
- HILGERS, C., URAI, J. L. 2005: On the arrangement of solid inclusions in fibrous veins and the role of the crack-seal mechanism. — *Journal of Structural Geology* **27**, 481–494.
- HILGERS, C., KOEHN, D., BONNS, P. D., URAI, J. L. 2001: Development of crystal morphology during uniaxial growth in progressively widening vein: II. Numerical simulations of the evolution of antitaxial fibrous veins. — *Journal of Structural Geology* **23**, 873–885.
- HILGERS, C., PENNOCK, G., SCHLÉDER, Z., BURLIGAM S., URAI, J. L. 2006: Microstructures of fibrous halite veins. In: PHILIPP, S., LEISS, B., VOLLBRECHT, A., TANNER, D., GUDMUNDSSON, A. (eds.): 11. Symposium „Tektonik, Struktur- und Kristallgeologie“. Universitätsverlag Göttingen, 90–91.
- HOEFS, J. 2009: Stable isotope geochemistry. Sixth edition. Springer, 285 p.
- HORVÁTH, F., BADA, G., SZAFIÁN, P., TARI, G., ÁDÁM, A., CLOETINGH, S. 2006: Formation and deformation of the Pannonian Basin: Constraints from observational data. — *Geological Society, London, Memoirs* **32/1**, 191–206.
- HORVÁTH, F., MUSITZ, B., BALÁZS, A., VÉGH, A., UHRIN, A., NÁDOR, A., KOROKNAI, B., PAP, N., TÓTH, T., WÓRUM, G. 2015: Evolution of the Pannonian Basin and its geothermal resources. — *Geothermics* **53**, 328–352.
- HRABOVSKY, E., TÓTH, E., RAUCSIK, B., VARGA, A., SCHUBERT, F. 2017: A BAF-2 fúrás töréses szerkezeti elemeinek mikroszerkezeti és cementáció vizsgálata (Bodai Agyagkő Formáció). — *Földtani Közönlöny* **147**, 245–264.
- HUBBERT, M. K., WILLIS, D. G. 1957: Mechanics of hydraulic fracturing. — *Transactions of Society of Petroleum Engineers of AIME* **210**, 153–168.
- JÉBRAK, M. 1997: Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: A review of mechanisms, morphology and size distribution. — *Ore Geology Reviews* **12**, 111–134.
- KAPLAN, I. R., RITTENBERG, S. C. 1964: Microbiological fractionation of sulphur isotopes. — *Journal of General Microbiology* **34/2**, 195–212.
- KASTNER, M. 1971: Authigenic feldspars in carbonate rocks. — *American Mineralogist* **56**, 1403–1442.
- KASTNER, M., SIEVER, R. 1979: Low temperature feldspars in sedimentary rocks. — *American Journal of Science* **279**, 435–479.

- KASTNER, M., WALDBAUM, D. R. 1968: Authigenic albite from Rhodes. — *American Mineralogist* **53**, 1579–1602.
- KEREKI, F. 2016: Radioaktív hulladékok magyarországi kezelése és elhelyezése. — *Magyar Tudomány* **177/5**, 518–526.
- KOEHN, D., PASSCHIER, C. W. 2000: Shear sense indicators in striped bedding-veins. — *Journal of Structural Geology* **22**, 1141–1151.
- KOLOKOL'TSEV, V. G. 2002: The cone-in-cone structure and its origin. — *Lithology and Mineral Resources* **37**, 523–535.
- KONRÁD, GY., HALÁSZ, A., SEBE, K., BERNÁTH, GY., GÄRTNER, D., HÁMOS, G., SÁMSON, M., MÁTHÉ, Z., ÓBERT, V., BENEI, B., MAGYAR, L. 2016: A BAF–1, –1A és a BAF–2 fúrások földtani eredményei. In: DÁLYAI, V., HÁMOS, G. (szerk.): BAF kutatás. BAF kutatás szakmai előadói nap kiadványa, Pécs, 39–45.
- KONRÁD, GY., HÁMOS, G. 2006: A magyarországi nagy aktivitású radioaktív hulladéktároló telephely kijelölésének földtani szempontjai és az eddigi kutatások eredményei. — *Acta Geographica, Geologica et Meteorologica Debrecina* **1**, 33–39.
- KONRÁD, GY., SEBE, K. 2010: Fiatal tektonikai jelenségek új észlelései a Nyugati-Mecsekben és környezetében. — *Földtani Közlöny* **140/2**, 135–162.
- KONRÁD, GY., SEBE, K., HALÁSZ, A., BABINSZKI, E. 2010: Sedimentology of a Permian playa lake: the Boda Claystone Formation, Hungary. — *Geologos* **16/1**, 27–41.
- KRETZ, R. 1983: Symbols for rock-forming minerals. — *American Mineralogist* **68**, 277–279.
- LANDRY, C. J., EICHHUBL, P., PRODANOVIĆ, M., WILKINS, S. 2016: Nanoscale grain boundary channels in fracture cement enhance flow in mudrocks. — *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **121**, 3366–3376.
- LASH, G. G., ENGELDER, T. 2005: An analysis of horizontal microcracking during catagenesis: Example from the Catskill delta complex. — *AAPG Bulletin* **89**, 1433–1449.
- LEE, J. I., LEE, Y. I. 1998: Feldspar albitisation in Cretaceous non-marine mudrocks, Gyeongsang Basin, Korea. — *Sedimentology* **45**, 745–754.
- LENTI, F., AZBEJ, T., NÉMETH, B., SZABÓ, CS. 2010: Fluid inclusion study on the barite-calcite veins of the Boda Aleurolite Formation (Mecsek Mts., Hungary). — *Acta Mineralogica-Petrographica Abstract Series* **6**, 201 p.

- LIUTKUS, C. M., WRIGHT, J. D. 2008: The influence of hydrology and climate on the isotope geochemistry of playa carbonates: a study from Pilot Valley, NV, USA. — *Sedimentology* **55**, 965–978.
- LOVERING, T. G. 1972: Jasperoid in the United States; its characteristics, origin, and economic significance. — *USGS Professional Paper* **710**. 164 p.
- LUTHER, G. W. 1991: Pyrite synthesis via polysulfide compounds. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **55**, 2839–2849.
- MACHEL, H. G. 2001: Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings — old and new insights. — *Sedimentary Geology* **140**, 143–175.
- MACHEL, H. G., KROUSE, H. R., SASSEN, R. 1995: Products and distinguishing criteria of bacterial and thermochemical sulfate reduction. — *Applied Geochemistry* **10**, 373–389.
- MAROS, GY., KOROKNAI, B., PALOTÁS, K., FODOR, L., DUDKO, A., FORIÁN-SZABÓ, M., ZILAHÍ-SEBESS L., BÁNNÉ, GYÖRY, E. 2004: A Mórágyl-rög ÉK-i részének tektonikája és szerkezetalakulása. A Magyar Állami Földtani Intézet évi jelentése 2003-ról, 371–394.
- MÁTHÉ, Z., NÁDASI, J. 2017: A BAF–2 fúrás pirites szakaszainak vizsgálata. Kutatási jelentés, Radioaktív Hulladékokat Kezelő Kft., 69 p.
- MÁTHÉ, Z., VARGA, A. 2012: „Ízesítő” a permi Bodai Agyagkő Formáció öskörnyezeti rekonstrukciójához: kősó utáni pszeudomorfózák a BAT–4 fúrás agyagkőmintáiban. — *Földtani Közölny* **142/2**, 201–204.
- MÁTHÉ, Z. (szerk.) 1999: A Bodai Aleurolit Formáció minősítésének rövidtávú programja. Ásvány-kőzettani, kőzetgeokémiai és izotóptranszport vizsgálatok. Kutatási jelentés, Mecsekérc Környezetvédelmi Rt., Pécs, 78 p.
- MÁTHÉ, Z. 2015: A Bodai Agyagkő Formáció ásvány-kőzettani és geokémiai vizsgálata. PhD értekezés, Eötvös Lóránd Tudományegyetem, 130 p.
- MEANS, W. D., LI, T. 2001: A laboratory simulation of fibrous veins: some first observations. — *Journal of Structural Geology* **23**, 857–863.
- MENG, Q., HOOKER, J., CARTWRIGHT, J. 2017: Early overpressuring in organic-rich shales during burial: evidence from fibrous calcite veins in the Lower Jurassic Shales-with-Beef Member in the Wessex Basin, UK. — *Journal of Geological Society* **174**, 869–882.

- MENG, Q., HOOKER, J., CARTWRIGHT, J. 2018: Displacive widening of calcite veins in shale: Insights into the force of crystallization. — *Journal of Sedimentary Research* **88**, 327–343.
- MENG, Q., HOOKER, J., CARTWRIGHT, J. 2018b: Role of pressure solution in the formation of bedding-parallel calcite veins in an immature shale (Cretaceous, southern UK). — *Geological Magazine* **156**, 918–934.
- OBIKA, B., FREER-HEWISH, R. J., NEWILL, D. 1997: Physico-chemical aspects of soluble salt damage to thin bituminous road surfacing. In: HAWKINS, A. B. (ed.): *Ground chemistry: Implications for construction*. A. A. Balkema, Rotterdam, 211–224.
- O'NEIL, J. R., CLAYTON, R. N., MAYEDA, T. K. 1969: Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. — *The Journal of Chemical Physics* **51**, 5547–5558.
- PASSCHIER, C. W., TROUW, R. A. J. 2005: *Microtectonics*. Springer, 366 p.
- PIRAJNO, F. 2009: *Hydrothermal processes and mineral systems*. Springer, 1250 p.
- PLUMMER, P. S., GOSTIN, V. A. 1981: Shrinkage cracks: Desiccation or syneresis? — *Journal of Sedimentary Research* **51**, 1147–1156.
- RAMSAY, J. G., HUBER, M. I. 1983: *The techniques of modern structural geology*. Volume 1: Strain analysis. Academic Press, 307 p.
- RAMSAY, J. G., HUBER, M. I. 1983: *The techniques of modern structural geology*. Volume 2: Folds and fractures. Academic Press, 700 p.
- RAMSAY, J. G. 1980: The crack-seal mechanism of rock deformation. — *Nature* **284**, 135–139.
- RENARD, F., ANDRÉANI, M., BOULLIER, A.-M., LABAUME, P. 2005: Crack-seal patterns: records of uncorrelated stress release variations in crustal rocks. — *Geological Society, London, Special Publications* **243**, 67–79.
- RICKARD, D., LUTHER, G. W. 1997: Kinetics of pyrite formation by the H<sub>2</sub>S oxidation of iron (II) monosulfide in aqueous solutions between 25 and 125°C: The mechanism. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **61**, 135–147.
- RICKARD, D., LUTHER, G. W. 2007: Chemistry of iron sulfides. — *Chemical Reviews* **107**, 514–562.
- RICKARD, D. T. 1975: Kinetics and mechanism of pyrite formation at low temperatures. — *American Journal of Science* **275**, 636–652.
- RODRIGUES, N., COBBOLD, P. R., LOSETH, H., RUFFET, G. 2009: Widespread bedding-parallel veins of fibrous calcite ('beef') in a mature source rock (Vaca Muerta Fm,



- Neuquén Basin, Argentina): evidence for overpressure and horizontal compression. — *Journal of the Geological Society* **166**, 695–709.
- ROSEN, M. R. 1994: The importance of groundwater in playas: A review of playa classifications and the sedimentology and hydrology of playas. — *Geological Society of America, Special Paper* **289**, 1–18.
- RUTTER, E. H. 1986: On the nomenclature of mode of failure tension on rocks. — *Tectonophysics* **122**, 381–387.
- RUTTER, E., MECKLENBURGH, J., TAYLOR, K. 2017: Geomechanical and petrophysical properties of mudrocks: introduction. — *Geological Society, London, Special Publications* **454**, 1–13.
- SAIGAL, G. C., MORAD, S., BJØRLYKKE, K., EGEBERG, P. K., AAGAARD, P. 1988: Diagenetic albitization of detrital K-feldspar in Jurassic, Lower Cretaceous, and Tertiary clastic reservoir rocks from Offshore Norway, I. Textures and origin. — *SEPM Journal of Sedimentary Research* **58**, 1003–1013.
- SÁMSON, M. (szerk.) 2015: BAF–2 fúrás dokumentáló és értékelő jelentése. Kutatási jelentés, Radioaktív Hulladékokat Kezelő Kft., Pécs, 242 p.
- SCHMIDT, R. A. 1977: Fracture mechanics of oil shale – unconfined fracture toughness, stress corrosion cracking, and tension test results. In: WANG, F.-D., CLARK, G. B. (eds.): The 18th U.S. symposium on rock mechanics. Golden, Colorado, paper 2A2.
- SEBE, K. 2017: Structural evolution of the Mecsek–Villány area (SW Hungary) during post-rift phase and basin inversion. In: HORVAT, M., WACHA, L. (eds.): 7th international workshop “Neogene of Central and South-Eastern Europe”. Velika, Croatia, 60–61.
- SELLES-MARTINEZ, J. 1994: New insights in the origin of cone-in-cone structures. — *Carbonates and Evaporites* **09**, 172–186.
- SHAUB, B. M. 1937: The origin of cone-in-cone and its bearing on the origin of concretions and septaria. — *American Journal of Science* **S5–34**, 331–344.
- SIBSON, R. H., SCOTT, J. 1998: Stress/fault controls on the containment and release of overpressured fluids: Examples from gold-quartz vein systems in Juneau, Alaska; Victoria, Australia and Otago, New Zealand. — *Ore Geology Reviews* **13**, 293–306.
- SORBY, H. C. 1860: On the origin of “cone-in-cone”. In: Report of the twenty-ninth meeting of the British Association for the Advance of Science. London, 722 p.

- SUCHECKI, R. K., LAND, L. S. 1983: Isotopic geochemistry of burial-metamorphosed volcanogenic sediments, Great Valley sequence, northern California. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **47**, 1487–1499.
- SZÜCS, I. 2013: A nukleáris ipar hulladékkezelési kihívásai. Pannon Egyetem Környezetmérnöki Intézet, 88 p.
- TABER, S. 1916: The growth of crystals under external pressure. — *American Journal of Science* **S4-41**, 532–556.
- TARR, W. A. 1922: Cone-in-cone. — *American Journal of Science* **S5-4**, 199–213.
- TAYLOR, H. P. 1974: The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. — *Economic Geology* **69**, 843–883.
- TERZAGHI, K., PECK, R. B., MESRI, G. 1996: Soil mechanics in engineering practice. Third edition. Wiley, New York, 512 p.
- THODE, H.G. 1991: Sulfur isotopes in nature and the environment: an overview. In: KROUSE, H. R., GRINENKO V. A. (eds.): Stable isotopes in the assessment of natural and anthropogenic sulfur in the environment. SCPOE, John Wiley and Sons, Chichester, 1–26.
- TÓTH, E., HRABOVSZKI, E., M. TÓTH, T., SCHUBERT, F. 2020: Shear strain and volume change associated with sigmoidal vein arrays in the Boda Claystone. — *Journal of Structural Geology* **138**, 104105.
- TÖRÖK, K. 1994: Jelentés a Bodai Aleurit Formációban található karbonátos erek folyadékzárványainak vizsgálatáról. Kutatási jelentés, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest, 25 p.
- TWISS, R. J., MOORES, E. M. 1992: Structural geology. W. H. Freeman and Company, New York, 532 p.
- URAI, J. L., WILLIAMS, P. F., VAN ROERMUND, H. L. M. 1991: Kinematics of crystal growth in syntectonic fibrous veins. — *Journal of Structural Geology* **13**, 823–836.
- VAN DER PLUIJM, B., MARSHAK, S. 2004: Earth structure. WW Norton & Compan, 656 p.
- VARGA, A. 2009: A dél-dunántúli paleozoos-alsó-triász sziliciklasztos kőzetek kőzettani és geokémiai vizsgálatának eredményei. PhD értekezés, Eötvös Loránd Tudományegyetem, 150 p.
- VARGA, A., SZAKMÁNY, GY., RAUCSIK, B., MÁTHÉ, Z. 2005: Chemical composition, provenance and early diagenetic processes of playa lake deposits from the Boda Siltstone Formation (Upper Permian), SW Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **48**, 49–68.

- VARGA, A., RAUCSIK, B., SZAKMÁNY GY., MÁTHÉ, Z. 2006: A Bodai Aleurolit Formáció törmelékes közettípusainak ásványtani, közettani és geokémiai jellemzői. — *Földtani Közlöny* **136/2**, 201–232.
- VÁSÁRHELYI, B. 2016: Az alkalmazott kőzetmechanika alapjai. Katken Kiadó, Budapest, 300 p.
- VERNIK, L. 2016: Seismic petrophysics in quantitative interpretation. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, 214 p.
- WEGENER, A. 1912: Die Entstehung der Kontinente. *Geologische Rundschau* **3**, 276–292.
- WEYL, P. K. 1959: Pressure solution and the force of crystallization: a phenomenological theory. — *Journal of Geophysical Research* **65**, 2001–2025.
- WILKIN, R. T., BARNES, H. L. 1996: Pyrite formation by reactions of iron monosulfides with dissolved inorganic and organic sulfur species. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **60**, 4167–4179.
- WILSON, J. 1966: Did the Atlantic close and then re-open? — *Nature* **211**, 676–681.
- WILTSCHKO, D. W., MORSE, J. W. 2001: Crystallization pressure versus “crack seal” as the mechanism for banded veins. — *Geology* **29**, 79–82.
- WOODCOCK, N. H., MORT, K. 2008: Classification of fault breccias and related fault rocks. — *Geological Magazine* **145/3**, 435–440.
- WOODLAND, B. G. 1964: The nature and origin of cone-in-cone structure. — *Fieldiana: Geology* **13**, 185–305.
- YANG, X. 2000: Pressure solution in sedimentary basins: effect of temperature gradient. — *Earth and Planetary Science Letters* **176**, 233–243.

## ÖSSZEFOGLALÁS

Kutatásom során a hazai nagy aktivitású radioaktív hulladékok mélységi földtani tárolójának potenciális befogadó képződményét, annak egykori szerkezetfejlődési és fluidummigrációs folyamatait vizsgáltam. Fő célkitűzésem ezen jellemvonások megismerése volt, elősegítve ezzel a tároló izolációs tulajdonságainak megítélését. Ebből adódóan a Nyugat-Mecsekben elhelyezkedő, késő-perm korú Bodai Agyagkő Formáció töréses (ásványos erek) és képlékeny stílusú (nyírási zónák kitöltött hasadékai) szerkezeti elemein mikroléptékű szerkezeti és szöveti elemzéseket, illetve ásványtani és geokémiai vizsgálatokat végeztem. A BAF-2 jelű fúrás kőzetanyagán kidolgoztam egy komplex módszertant, amely segítségével feltárhatók a képződményt ért fluidummigrációs és tektonikai folyamatok. Ennek során polarizációs mikroszkóppal elemeztem az éralkotó szemcsék morfológiáját, meghatároztam az ásványok növekedésére jellemző mechanizmusokat, értelmeztem az erekben megjelenő mikroszerkezeteket. Raman mikrospektroszkóppal azonosítottam a repedéskitöltő ásványokat, míg azok éren belüli helyzetét röntgenfluoreszcens-térképezéssel ( $\mu$ XRF) határoztam meg. A polarizációs mikroszkópban el nem különíthető, illetve alárendelt mennyiségben jelenlévő ásványokat katódlumineszcens (CL) és pásztázó elektronmikroszkópos (SEM) megfigyelések során azonosítottam. Mindemellett éralkotó kalcitgenerációkban fluidumzárványokat vizsgáltam, illetve karbonát, szulfid, valamint szulfát ásványok stabilizotóp-arányait elemeztem.

A makroszkópos megjelenésük alapján korábban már meghatározott (HRABOVSKI et al. 2017) négy érgeneráció (Vein<sub>CIC</sub>, Vein<sub>STR</sub>, Vein<sub>ECH</sub>, Vein<sub>BR</sub>) egyike, a Vein<sub>CIC</sub> jellegzetes, kőzetzárványokból álló sáv, sor és kúp-a-kúpban mikroszerkezeteket tartalmaz. Megfigyeléseim alapján ezek az erek feltehetően korai diagenetikus, atektonikus folyamatok során jöttek létre. A Vein<sub>CIC</sub> erek fejlődése folytonos volt és vízszintes felületek mentén jelentkezett. Az említett mikroszerkezetek kialakulása a kristályok növekedésének köszönhető, ugyanakkor az eredeti szövetet diagenetikus, hidrotermális folyamatok írták felül. Bemutattam két elméleti modellt, amely ismerteti, hogy mely folyamatok lehetnek felelősek a vízszintes síkok mentén jelentkező folytonos érfejlődésért, a felnyílással lépést tartó kristályosodásért konzolidálatlan, kis konzolidációs fokon álló üledékekben. Az ilyen típusú erek képződésmodelljeiben a dehidratáció, a szakítószilárdság anizotrópia, a kompakció, a nyomásoldódás, az emelkedett fluidumnyomás, a szivárgási erők, illetve a kristályosodás által kifejtett nyomás egyaránt fontos szerepet játszanak.

A megfigyelt érgenerációk mindegyike számos ásványt foglal magában és összetett diagenetikus, tektonikus folyamatokról árulkodik. Szintaxiális és antitaxiális növekedésű erek advekciós és diffúziós anyagáramlási mechanizmusokra utalnak, ugyanakkor megfigyeltem mozgó hidraulikus törésekhez köthető ereket is. A legtöbb ásványgenerációra jellemző, ~80–150 °C homogenizációs hőmérsékletű (minimum és interkvartilis terjedelem, IQR) és változó sótartalmú (3,6–13,9%  $w\text{NaCl}_{\text{eq}}$ ) szülőfluidum feltehetően az időszakosan beszáradó sóstó fosszilis vizének és az agyagásvány átalakulásokból (szmektit→illit) származó, kis sótartalmú vizek keveredésének az eredménye, amelyhez hozzájárult az üledékes ásványokkal történő izotópcseré. Ezek a folyamatok vezethettek a szülőfluidumok megfigyelt, –2,80 és +4,67‰ (V-SMOW) közé eső  $\delta^{18}\text{O}$  értékeihez. A legtöbb éralkotó ásvánnyal ellentétben azonban a Vein<sub>BR</sub> érgeneráció legfiatalabb kalcitgenerációja kis hőmérsékletű (<50 °C) és sótartalmú (0,0–0,4%  $w\text{NaCl}_{\text{eq}}$ ) meteorikus eredetű szülőfluidumból válhatott ki. Ennek értelmében a kőzettest izolációs tulajdonságainak megítélése során az említett Vein<sub>BR</sub> érgeneráció kiemelt figyelmet érdemel.

A BAF–2 fúrás kőzetmintáin tett megállapítások kiterjeszhetőségének ellenőrzése céljából elvégeztem a BAT–4, illetve a Delta–3 fúrások teljes maganyagának áttekintését, mintázását, a kiválasztott minták mikroszerkezeti, szöveti és ásványtani vizsgálatát. Ezekben a fúrásokban megjelennek a BAF–2 fúrás Vein<sub>CIC</sub> érgenerációjára jellemző fonatos lefutású, kőzetzárványos erek. Előfordulnak egyenes geometriájú, több zónából felépülő, repedésképződés és bezáródás mechanizmus által létrejött erek (Vein<sub>STR</sub>), illetve több ásványgenerációból álló hidraulikus breccsák is (Vein<sub>BR</sub>). A kulisszas elrendeződésű erek (Vein<sub>ECH</sub>) jelenléte ugyanakkor — a BAF–2 fúráshoz képest — alárendelt. Ezen megfigyelésekből adódóan feltételezhető, hogy a BAF–2 fúrás ásványos erein tett megállapítások kiterjeszhetők a teljes képződményre, azonban ennek igazolásához olyan további geokémiai vizsgálatok szükségesek, amelyek meghaladják kutatásom kereteit, célkitűzéseit.

Doktori értekezésemben bemutattam, hogy az egykori szerkezeti és fluidummigrációs események nyomait megőrző ásványos erek mikroszerkezeti, szöveti, ásványtani és geokémiai jellemzőinek együttes vizsgálata alkalmas olyan összefüggések feltárására, amelyek jelentős információt hordoznak e környezetföldtani szempontból kiemelt képződmény fejlődéstörténetéről.

## ABSTRACT

In my research, I studied the structural evolution and fluid migration history of the potential host rock for the disposal of high-level radioactive waste in Hungary. My main goal was to determine the characteristics of these events, thereby helping to evaluate the isolation properties of the rock body. As a result, micro-scale structural and textural analyses, as well as mineralogical and geochemical observations were performed on the brittle (mineral veins) and ductile (tension gashes within shear zones) style structural elements of the Late Permian Boda Claystone Formation (located in the Western Mecsek Mts.). A complex methodology was developed on the drill core samples of the BAF-2 well, which can be used to study the tectonic evolution and fluid migration history of the formation. In this process, the morphology of the vein-forming crystals was analysed, the growth mechanisms of the veins were determined, and the intra-vein microstructures were interpreted. The fracture-filling minerals were identified using Raman microspectroscopy, while their spatial distribution was determined by micro X-ray fluorescence ( $\mu$ XRF) mapping. Minerals that cannot be separated in a polarising microscope or that are present in subordinate amounts were identified by cathodoluminescence (CL) and scanning electron microscopy (SEM). Besides, fluid inclusions were examined in calcite generations and stable-isotope ratios were analysed in carbonate, sulphide, and sulphate minerals.

One of the four vein generations ( $Vein_{CIC}$ ,  $Vein_{STR}$ ,  $Vein_{ECH}$ ,  $Vein_{BR}$ ) of the BAF-2 well previously defined (HRABOVSKI et al. 2017) based on macroscopic appearance, the  $Vein_{CIC}$  contains characteristic wall rock inclusion arrangements, such as inclusion bands, inclusion trails, and cone-in-cone microstructures. Based on my observations, these veins were presumably formed during early diagenetic, atectonic processes. The development of  $Vein_{CIC}$  veins was continuous and occurred along horizontal surfaces. The formation of the observed microstructures was induced by crystal growth; however, the original texture was presumably replaced during diagenetic, hydrothermal processes. Theoretical models were presented, which describes the processes that may be responsible for continuous vein development along horizontal surfaces and simultaneous crystallization in such sediments. In these models, dehydration, tensile strength anisotropy, compaction, pressure solution, elevated fluid pressure, seepage forces, and pressure exerted by crystallization all play important roles in the formation of these vein types.

Each of the observed veins contains numerous mineral generations and reveals complex diagenetic and tectonic processes. Veins with syntaxial and antitaxial growth mechanisms suggest advection and diffusion material transport; however, veins associated with mobile hydrofractures were also observed. The parent fluid, which is typical for most minerals and has a homogenisation temperature of ~80–150 °C (minimum and interquartile range, IQR) and a variable salinity of 3.6–13.9%  $w\text{NaCl}_{\text{eq}}$  is presumably the mixture of connate brine and freshwater released by clay mineral alteration (smectite-to-illite). Isotope exchange with sedimentary minerals may have contributed to these processes, resulting in the observed (–2.80 to 4.67‰, V-SMOW)  $\delta^{18}\text{O}$  compositions of the parent fluids. In contrast to most vein-forming mineral generations, the youngest calcite of the Vein<sub>BR</sub> generation may have originated from a low-temperature (<50 °C) and salinity (0.0–0.4%  $w\text{NaCl}_{\text{eq}}$ ) meteoric fluid. Accordingly, these breccia veins are of paramount importance in studying the isolation properties of the rock body.

To investigate the extensibility of the findings made on the rock samples from the BAF–2 well, the review and sampling of the total core material from the BAT–4 and Delta–3 wells, as well as the microstructural, textural, and mineralogical examination of the selected samples were performed. In these wells, branched veins with wall rock inclusions characteristic of the Vein<sub>CIC</sub> (BAF–2) generation appear. In addition, crack-seal veins with straight vein walls (Vein<sub>STR</sub>) and hydraulic breccias consisting of multiple mineral generations (Vein<sub>BR</sub>) are also present. However, the presence of the en-echelon veins (Vein<sub>ECH</sub>) is limited compared to the BAF–2 well. In conclusion, there is a possibility that the findings on mineral veins in the BAF–2 samples could be extended to the entire formation, but this requires further geochemical studies that go beyond the scope of my research.

This dissertation demonstrates that complex microstructural, textural, mineralogical, and geochemical studies of veins are suitable for exploring relationships that carry significant information about the evolution of this environmentally vital geological formation.