

Kisfokú, közepes nyomású regionális metamorfózis nyomai a Horváthertelend Hh–1 fúrás metapelites összetételében: mikroszöveti és termobarometriai bizonyítékok

MÉSZÁROS Előd, RAUCSIK Béla, VARGA Andrea, SCHUBERT Félix

SZTE TTIK Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, 6722 Szeged, Egyetem utca 2–6.
e-mail: meszaros.elod@gmail.com

Low-grade, medium pressure regional metamorphism of the pelitic succession in the borehole Horváthertelend Hh–1: microstructural and thermobarometric evidences

Abstract

In this study the microstructural and thermobarometric investigation of the metapelitic sequence of the Horváthertelend Unit (borehole Hh 1; NW foreland of the Mecsek Mts., Hungary) were carried out. The well Hh–1 cuts through Cenozoic sediments and sedimentary rocks across 720 m. Below the depth 720 m a black slate sequence with metasandstone intercalations was drilled in a thickness of 70 m. The slate is underlain by a dark grey polymictic conglomerate-sandstone sequence. The slate and conglomerate bodies were correlated with the Silurian flysch-like Szalátanak Slate Formation, forming a unique low-grade metamorphic body in the region.

In this work the upper slate sequence was studied which consists of mainly black – dark grey, in the lower section pale grey, slate with metagreywacke and metasiltstone lenses. The studied rocks contain grain supported, well sorted arkose clasts from millimetre to centimetre scale. The studied slate samples have K-white mica + chlorite + quartz + albite + anatase ± tourmaline mineral assemblage. The metagreywacke lenses and laminae are often folded, and a moderately developed continuous foliation and pressure solution seams are also common. The arkose clasts are strongly flattened and boudinaged. Pre-tectonic quartz veins are systematically folded, dynamically recrystallized (low-T grain boundary migration recrystallization) and apparently sheared by pressure solution seams.

The full width at half maximum (FWHM) values of the 001 and 002 reflexion peaks of K-white mica and chlorite were measured by XRD in highly oriented <2 µm grain size fraction of the slate. The low FWHM values ($M_{s_{001}}: \sim 0.117 \Delta^{\circ}2\Theta$, $Chl_{002}: \sim 0.147 \Delta^{\circ}2\Theta$) and the large crystallite sizes calculated using the Scherrer-equation ($M_{s_{001}}: 1121 \pm 70 \text{ \AA}$, $Chl_{002}: 700 \pm 86 \text{ \AA}$) suggest epizonal metamorphism. The $b_0=6d(060,331)$ value of K-white mica was determined in the unoriented <2 µm grain size fraction. In the investigated samples the average calculated b_0 value $\sim 9.022 \text{ \AA}$ suggests medium P-T gradients during metamorphism.

The rocks contain large amount of autochthonous carbonaceous material (CM) making possible to carry out Raman-spectroscopic thermometry based on the evolution of CM's first order Raman bands. The calculated maximum temperature of the metamorphism can be estimated about 350 °C using three different empirical thermometers.

The presented observations and data suggest low-grade, medium pressure (chlorite zone $\sim 350 \text{ }^{\circ}\text{C}$) regional metamorphism and associated ductile deformation of the metapelitic sequence of the borehole Hh–1.

Keywords: Horváthertelend Unit, slate–metagreywacke, Raman-spectroscopy, phyllosilicates, FWHM, low-grade, medium pressure regional metamorphism

Összefoglalás

Tanulmányunkban a Nyugati-Mecsek É-i előterében mélyült Horváthertelend Hh–1 fúrásban 720–790 m között feltárt, a Szalátanki Agyagpala Formációval korrelált fekete–szürke agyagpala–metagrauwacke összetétel mikroszerkezeti és termobarometriai vizsgálatát végeztük el. A kőzetet ért maximális metamorfózist a szenes anyag Raman-spektroszkópos termometriai vizsgálata, valamint a fehércsillám és a klorit félértékszélessége, továbbá a Scherrer-egyenlettel becsült átlagos kristallit mérete alapján jellemeztük.

A szenes anyag termométereinek eredménye alapján $\sim 350 \text{ }^{\circ}\text{C}$ maximális metamorf hőmérséklet feltételezhető. A fehércsillám ($FWHM_{001}: \sim 0,117 \Delta^{\circ}2\Theta$) és klorit ($FWHM_{002}: \sim 0,147 \Delta^{\circ}2\Theta$) <2 µm frakciójának kalibrálatlan félértékszélesség értékei, továbbá a számolt átlagos kristallitméretek epizónás metamorfózist sugallnak, mely egybevág a becsült T_{max} értékkel. A <2 µm frakció fehércsillámára jellemző $b_0: \sim 9,022 \text{ \AA}$ érték alapján a metamorf esemény nyomásviszonyaira közepes gradiens valószínűsíthető.

A közzettest teljes vizsgált térfogatában megjelenő, az üledékes réteggel hegyesszöget bezáró nyomási oldódás eredetű, a filloszilikátok által kijelölt folytonos foliáció, valamint a foliációhoz viszonyítva pretektonikus kvarcerek alacsony hőmérsékletű, szemcsehatár vándorlásos dinamikus rekrisztallizációja a képződmény képlékeny deformációját jelzik.

A szenes anyag és a filloszilikátok vizsgálata, továbbá a kisfokú metapelitek regionális metamorfózisára jellemző szerkezetfejlődés alapján a Horváthertelend Hh-1 fúrás paleozoos pelites összetételének kisfokú, közepes nyomású regionális metamorfózisa valószínűsíthető.

Tárgyszavak: Horváthertelendi-egység, agyagpala metagrauwacke, Raman-spektroszkópia, filloszilikátok, FWHM, kisfokú, közepes nyomású regionális metamorfózis

Bevezetés

Napjainkban a Dél-Dunántúl területén folyó földtani kutatások a perm Bodai Agyagkő Formációra, mint a nagy aktivitású radioaktív hulladéklerakó potenciális befogadó képződményére koncentrálnak (KONRÁD & HÁMOS 2006, KONRÁD et al. 2010, MÁTHÉ & VARGA 2012). A kutatás egyik fontos állomása a képződmény térbeli lehatárolása, valamint földtani kapcsolatainak megismerése, melyben a Horváthertelend-1 (továbbiakban Hh-1) fúrás rétegsorának kulcsszerepe van.

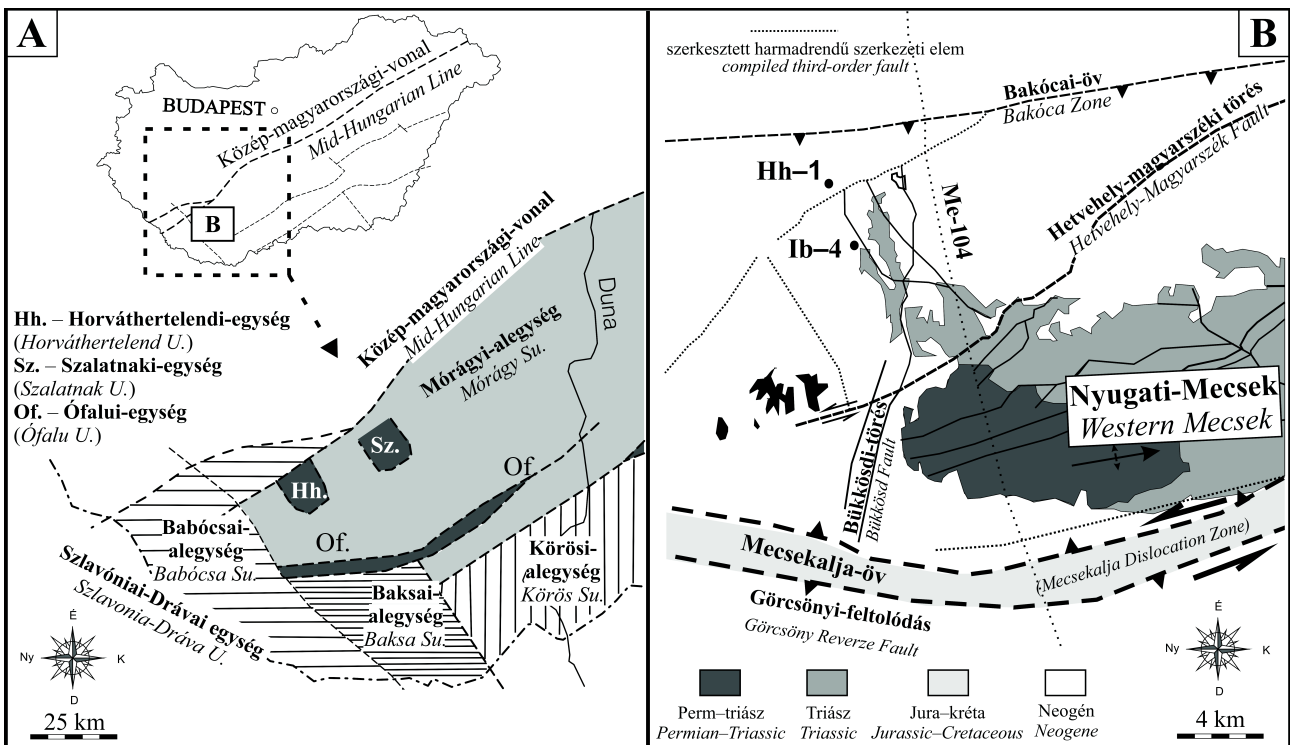
A Hh-1 fúrást az egykori Mecseki Ércbányászati Vállalat (MÉV) mélyítette a Mecsek ÉNy-i előterében, 1986-ban. A fúrás rétegsorának jelentősége napjainkra felértékelődött, miután 2004-ben attól 3,8 km távolságra lemélyítették az Ibafa-4 (Ib-4) fúrást, ami a Bodai Agyagkő Formáció Nyugati-Mecsek É-i előterében található elterjedési területének (Goricaiblokk) alapszelvénye (1. ábra). Az említett két mélyfúrás azonban közzettesti felépítésében markánsan

eltérő rétegsort harántolt, következésképpen a Hh-1 fúrás által feltárt közzetasszociáció minél pontosabb ismerete nagy jelentőséggel bír a Goricaiblokk területi lehatárolásában (MÉSZÁROS et al. 2015).

Jelen tanulmány célja a 720–790 m közötti zónából rendelkezésre álló minták (a korábbi archív vékonycsiszolatokon végzett petrográfiai vizsgálatokon túlmenően) ásványközzettesti és mikroszerkezeti vizsgálata, illetve értelmezése. Munkánk további célja, hogy a finomszemcsés képződmény korábban szöveti alapon feltételezett (MÉSZÁROS et al. 2015) kisfokú metamorfózisának körülményeiről részletes geotermobarometriai vizsgálatokkal kvantitatív adatokat szolgáltatassunk.

Földtani háttér

SZEDERKÉNYI (1997) a Horváthertelend-1 fúrás rétegsorában feltárt, feltehetően paleozoos képződményeket a szi-



1. ábra. A) A Tiszai-egység dunántúli részének prealpi szerkezeti egységei a Horváthertelendi- és Szalatnaki-egységgel (SZEDERKÉNYI 1997 in HAAS 2001, módosítva) B) A Nyugati-Mecsek kainozoos szerkezeti elemeinek térképe a Hh-1 és az Ib-4 fúrással (KONRÁD & SEBE 2010, módosítva)

Figure 1. A) Pre-Alpine structural units of the Transdanubian part of the Tisza Mega-unit with the location of the Horváthertelend and Szalatnaki Units (modified after SZEDERKÉNYI 1997 in HAAS 2001), B) Cenozoic structural map of S Transdanubia with the locations of borehole Horváthertelend-1 and Ibafa-4 (modified after KONRÁD & SEBE 2010)

lur Szalatnaki Agyagpala Formáció kőzeteivel állította párhuzamba. A területet takaróncsként értelmezve (környezetétől markánsan eltérő metamorf fokú, de ismeretlen szerkezeti helyzetben található képződmény) a Mórágylegységben belül Horváthertelendi-egységként különítette el, azonban ennek a képződménynek a kőzettani és szerkezeti felépítéséről és szerkezeti kapcsolatairól keveset tudunk.

A Hh-1 fúrás 720 m mélységig kainozoos törmelékes üledékeket és üledékes kőzeteket tárt fel (2. ábra). A kainozoos összlet alatt fekete-sötétszürke, finomszemcsés metaüledékes kőzeteket (agyagpala, metagrauwacke, metaaleurolit), majd egy zúzott zónát követően 790 m-től durva-törmelékes üledékes kőzeteket (konglomerátum) harántolt (2. ábra) (MÁTHÉ 1986, MÉSZÁROS et al. 2015). Az utóbbi két képződményt SZEDERKÉNYI (1997) egységesen a Szalatnaki Agyagpala-hoz sorolta, ezzel szemben BARABÁS (2010) a konglomerátum esetében a Tésenyi Metahomokkővel való rokonságot tartja valószínűbbnek. Korábbi petrográfiai vizsgálatok alapján felmerült a képződmény nagyon kisfokú–kisfokú regionális metamorfózisa (MÉSZÁROS et al. 2015).

Alkalmazott módszerek

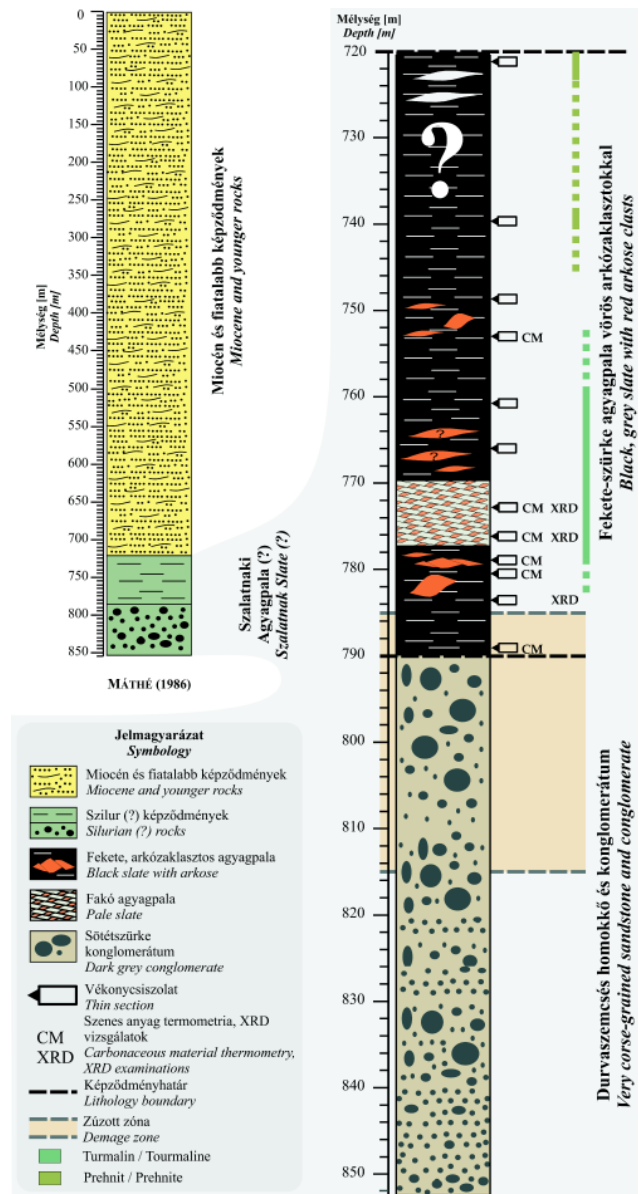
Petrográfia

Kutatómunkánk során a rendelkezésre álló magmin-tákon makroszkópos vizsgálatokat végeztünk. A makroszkópos megfigyeléseket követően a rendelkezésre álló vékony-csiszolatok (Mecsekérc Zrt. 20 db, LELKESNÉ FELVÁRI Gyöngyi 42 db, ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszék 2 db és SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék 11 db) felhasználásával ásvány–kőzettani és mikroszerkezeti vizsgálatokat végeztünk az SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszéken Olympus BX41 polarizációs mikroszkóppal.

Az agyagásványok (rétegszilikátok) pontosításához, illetve a minták szemcseszintű szövetének feltárásához SEM vizsgálatokat végeztünk a minták friss törési felletein, illetve polírozott vékonycsiszolatokon. Az elektronmikroszkópos vizsgálatok Hitachi S-4700 téremissziós elektronmikroszkópon készültek, másodlagos- (SE) és visszaszórt- (BSE) detektorok alkalmazásával.

Raman-spektroszkópia alapú szenes anyag termometria

A vizsgált kőzetekben, nagy mennyiségben előforduló szenesanyag-szemcséken Raman-spektroszkópián alapuló termometriát végeztünk, mely napjainkban egyre inkább elterjedő termometriai módszer üledékes protolittal rendelkező metamorfitek esetében (BEYSSAC et al. 2002, 2004; RAHL et al. 2005; JUDIK et al. 2008; AOYA et al. 2010; LAHFID et al. 2010; WIEDERKEHR et al. 2011; NAGY & M. TÓTH 2012; HILCHIE & JAMIESON 2014; HU et al. 2015). A módszer alapja, hogy az üledékekkel betemetődött szerves anyag a



2. ábra. A Horváthertelend-1 fúrás vázlatos rétegoszlopa a „paleozoos” képződmények kiemelésével (MÁTHÉ 1986 alapján)

Figure 2. Generalized lithological column of the core Horváthertelend-1. Palaeozoic rocks are shown in detail (modified after MÁTHÉ 1986)

hőmérséklet növekedésével irreverzibilis módon egyre rendezettebb szerkezetűvé válik, míg teljesen grafittá nem alakul (YUI et al. 1996). Mivel a folyamat során markáns szerkezeti változások következnek be, azok a szénült szerves anyag (szenes anyag) Raman-spektrumán jól nyomon követhetők. A folyamat irreverzibilis, így a szerves anyag érettségét jellemző paramétereket a metamorfózis során elért maximális hőmérséklet (T_{max}) határozza meg (BEYSSAC et al. 2002, 2003; RAHL et al. 2005; AOYA et al. 2010; WIEDERKEHR et al. 2011).

A szenes anyag Raman-spektrumán megkülönböztettünk egy elsőrendű ($1100\text{--}1800\text{ cm}^{-1}$) és egy másodrendű ($2500\text{--}3100\text{ cm}^{-1}$) régiót (TUINSTRÁ & KOENIG 1970, NEMANICH & SOLIN 1979, BEYSSAC et al. 2002). Az első-

rendű csúcsokhoz a grafitcsúcs (G :~1580 cm^{-1}), valamint további négy rendezetlenségi csúcs ($D1$:~1350 cm^{-1} , $D2$:~1620 cm^{-1} , $D3$:~1500 cm^{-1} , $D4$:~1245 cm^{-1}) tartozik. A másodrendű régióban további két csúcs található ($S1$:~2700 cm^{-1} és $S2$:~2900 cm^{-1}). Mind az elsőrendű, mind a másodrendű csúcsok intenzitása és csúcs alatti területe csökken az érettséggel, azonban a legjobban követhető változások az elsőrendű csúcsokban következnek be (BEYSSAC et al. 2002, RAHL et al. 2005, LAHFID et al. 2010, WIEDERKEHR et al. 2011), így a jelenleg használt tapasztalati termométerek is ezekre a változásokra épülnek.

A vizsgált minták nagy mennyiségben (1–3%) tartalmaznak szenes anyagot, így lehetőséget biztosítanak a Raman-spektroszkópián alapuló termometriai módszerek alkalmazására. Munkánk során többféle termométert használtunk, amelyek az alkalmazott kalibráció tekintetében különböztek. A szöveti megfigyelések alapján felmerült olyan módszerek alkalmazhatósága, melyek közepes érettségű (>300 °C) szerves anyag esetében adnak megbízható eredményt. Éppen ezért BEYSSAC et al. (2002), valamint a munkájuk alapján készült, kifejezetten regionális metamorfotokra kalibrált termométert alkalmaztuk, melyet AOYA et al. (2010) publikáltak. Felhasználtuk továbbá RAHL et al. (2005) termométerét, mely hasonló alapokon nyugszik, azonban a szerzők szerint szélesebb hőmérsékleti tartományban alkalmazható. Mivel azonban a közelmúlt kutatási eredményei (LAHFID et al. 2010, KOUKETSU et al. 2014) rávilágítottak az alacsonyabb érettségű szenes anyag Raman-spektrumának komplexitására, így eredményeink felülvizsgálata céljából olyan megközelítést is alkalmaztunk, mely kifejezetten alacsony és közepes érettség esetén használható. Erre leginkább alkalmasnak KOUKETSU et al. (2014) termométerét ítéltük, mely kis és közepes érettség esetén alkalmazható, és jelentős átfedéssel rendelkezik a korábbi termométerekkel.

A méréseket szabvány vastagságú, fedetlen vékonycsiszolatokon végeztük az SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén található THERMO Scientific DXR Raman-mikroszkóppal. A mérések során 532 nm-es (Nd-YAG) lézert alkalmaztunk. A méréseket 1–3 mW lézerteljesítmény mellett 100× objektív és 50 μm pinhole alkalmazásával végeztük. Minden mérés esetében a felvételezési idő 20×10 s volt. A spektrumok kiértékelését és a csúcsparaméterek meghatározását a PeakFit 4.12 program segítségével végeztük, a dekonvolúció során Voigt módszert használtunk.

Röntgen-pordiffraktometria

A képződmény jellegzetes kőzettípusainak ásványos összetételét röntgen-pordiffrakciós módszerrel határoztuk meg az általunk kiválasztott 8 mintán. A mintákat kalapáccsal, fém spatulával és fogóval választottuk le a ma-

I. táblázat. A röntgen-pordiffrakciós mérések során alkalmazott műszerparaméterek

Table 1. Instrumental conditions of X-ray powder-diffractometry

Paraméter	Orientálatlan minta	Orientált minta	Agyagfrakció orientálatlan minta (b ₀)
A készülék típusa:	Rigaku Ultima IV	Rigaku Ultima IV	Rigaku Ultima IV
Sugárforrás:	CuK ₁	CuK ₁	CuK ₁
Csőáram:	40 mA	30 mA	40 mA
Csőfeszültség:	50 kV	40 kV	50 kV
Mérési tartomány:	3–70° 2 θ	3–80° 2 θ	43–65° 2 θ
Mérési geometria:	Bragg-Brentano	Bragg-Brentano	Bragg-Brentano
Részrendszer:	2/3°–2/3°	2/3°–2/3°	2/3°–2/3°
A monokromátor típusa:	hajlított grafit egykristály	hajlított grafit egykristály	hajlított grafit egykristály
Offset szög:	0,5°	0°	0,5°
A goniométer sebessége:	1°/perc	0,6°/perc	0,333°/perc
Mérési gyakoriság:	0,05°	0,05°	0,02°
Detektor:	proporcionális számláló	proporcionális számláló	proporcionális számláló

gokról, törekedve arra, hogy a keletkezett szilánkok minél homogénebbek és reprezentatívabbak legyenek, továbbá, hogy az utólagos hatások által átalakított kőzetrészek ne kerüljenek a preparátumokba.

A teljes kőzet ásványos összetételének meghatározásához az orientálatlan preparátumokhoz ~0,04 g, előzőleg achátmozsárban kézzel porított és homogenizált mintát csökkentett háttérű Si mintatartóra helyeztünk. A méréseket az SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén található Rigaku Ultima IV röntgen-diffraktométerrel végeztük. A pontos mérési paramétereket az *I. táblázatban* tüntettük fel. A minőségi kiértékelés a Rigaku PDXL 1.8 szoftvercsomag ICDD (PDF2010) adatbázisa alapján, a félmennyiségi kiértékelés pedig a RIR (Reference Intensity Ratio) módszerrel történt.

Rétegszilikát félértékszélesség és krisztallitméret

A rétegszilikátok kristályossági fokának meghatározására a fehércsillám 10 Å-ös reflexiójának kalibrált félértékszélessége („illit kristályosság”: IC₀₀₁; KÜBLER 1967, KÜBLER & JABOYEDOFF 2000), valamint a klorit 7 Å-ös reflexiójának kalibrált félértékszélessége („kloritkristályosság”: ChC₀₀₂; ÁRKAI 1991b) szolgál kisfokú metapelitek esetében. A növekvő metamorf hőmérséklettel (növekvő „kristályossággal”) mindkét reflexió félértékszélessége csökken, így alkalmas a metamorf fok jellemzésére. Az általunk bemutatott értékek nem kalibráltak, így munkánkban csupán félértékszélességgént (FWHM) utalunk rájuk az adott ásványfázis megfelelő reflexiójának feltüntetésével.

A rétegszilikátok „kristályossági fokának” jellemzéséhez a <2 μm -es szemcseméretű frakció orientált preparátumait készítettük el. Ehhez desztillált vizes szuszpenzió készült. Ultrahangos deflokkulációt és ülepítést követően a szuszpenziót pipettával vittük fel normál háttérű standard üveg mintatartókra a >1 mg/cm² sűrűség eléréséig, majd közeli állandó páratartalom mellett, szobahőmérsékleten végzett beszárítás után mértük őket. Ezt követően a légszáraz preparátumokat 16 órán keresztül 60 °C-on telítettük etilén-glikollal, majd közvetlenül ezután került sor a mérésekre az

I. táblázatban bemutatott paraméterek mellett, WARR & RICE (1994) ajánlásának megfelelően.

A <2 µm-es frakció vizsgálata során minden preparátumon 3 mérést végeztünk a műszeres hiba számszerűsítése érdekében. Az instrumentális vonalszélesedés becslésére WARR & RICE (1994) ajánlása alapján muszkovit egykristályból szeparált, ~3 mg/cm² sűrűség standardot használtunk. Az átlagos kristallitméret becslését az instrumentális vonalszélesedés korrekcióját követően a Scherrer-egyenlet (KLUG & ALEXANDER 1974, MERRIMAN et al. 1990) alkalmazásával végeztük.

Fehércsillám b_0 rácsparaméter

Kisfokú metamorfitekban a geobarometriai módszerek meglehetősen korlátozottak, mivel a legtöbb kisfokú metamorf kőzet nem tartalmaz olyan ásvány-paragenezist, amely kifejezetten érzékeny lenne a nyomásváltozásra. SASSI (1972) és SASSI & SCOLARI (1974) munkássága azonban rámutatott, hogy a fehércsillám $b_0=6d(060,331)$ paramétere pozitív korrelációt mutat a metamorfózis nyomásviszonyaival metapelitek esetében.

Kisfokú metamorf körülmények között a fehércsillám-ban található szeladonit komponens (K(Mg,Fe²⁺)Fe³⁺Si₄O₁₀(OH)₂) mennyisége állandó hőmérsékleten és azonos kőzetösszetétel mellett erős pozitív korrelációt mutat a nyomás változásával (ERNST 1963, VELDE 1965). A (Mg,Fe²⁺)^{VI}+SI^{IV}Al^{VI}+Al^{IV} és (Fe³⁺)^{VI} Al^{VI} szeladonit helyettesítés növekedésével a b_0 paraméter növekedése tapasztalható állandó hőmérséklet és összetétel esetében, amely kapcsolat alkalmazható a metamorfózis során fennálló geotermikus gradiens becslésére (SASSI 1972, SASSI & SCOLARI 1974, GUIDOTTI & SASSI 1976, GUIDOTTI 1984). GUIDOTTI & SASSI (1986) nagyszámú, ismert geodinamikai környezetből származó kisfokú (anchi–epizóna) metapeliten kalibrált skálát állított fel a b_0 értékek alapján a következő kategóriákkal: $b_0 < 9,000 \text{ \AA}$ alacsony nyomású környezet (>35 °C/km), $9,000 \text{ \AA} < b_0 < 9,040 \text{ \AA}$ közepes nyomású környezet (25–35 °C/km) és $b_0 > 9,040 \text{ \AA}$ nagynyomású környezet (<25 °C/km). Mivel a szeladonit helyettesítés a nyomás mellett függ a hőmérséklettől és a kőzet összetételétől, így csak bizonyos megszorításokkal alkalmazható. A GUIDOTTI & SASSI (1986) skála csak abban az esetben alkalmazható nagy biztonsággal, amennyiben a kőzetet ms+ab+qtz±chl±kfp összetétel jellemzi, illetve a fehércsillám elegendően nagy mennyiségben fordul elő, és a kőzet kevés kvarcot, vagy karbonátot tartalmaz. Paragonit, pirofillit, vagy kloritoid jelenléte (Al-túltelített pelitek), illetve elsődleges hematit és magnetit jelenléte esetén (nagy f_{O_2}) a skála nem alkalmazható, mert ezen vas-oxid ásványok megjelenése pufferhatásuk miatt jelentősen befolyásolják a szeladonit komponens mennyiségét a fehércsillám-ban (PADAN et al. 1982). Al-túltelített pelitek esetében FRANCESCHELLI et al. (1989) módosított skálája javasolt.

A fehér csillám b_0 rácsparaméterének számítása PADAN et al. (1982) és ÁRKAI (1991b) ajánlása alapján a <2 µm frakcióból előállított orientálatlan mintákról készült felvé-

telek alapján történt csökkentve a törmelékes csillámok zavaró hatását. A preparátumhoz ultrahangos kezelést követően ülepített szuszpenzióból pipettával eltávolított, majd Petri-csészében beszárított agyagfrakciót használtunk. A homogénnek tekinthető agyagfrakcióból ~0,04 grammot csökkentett háttérű Si mintatartóra helyeztünk, és az I. táblázatban bemutatott paraméterek mellett mértük.

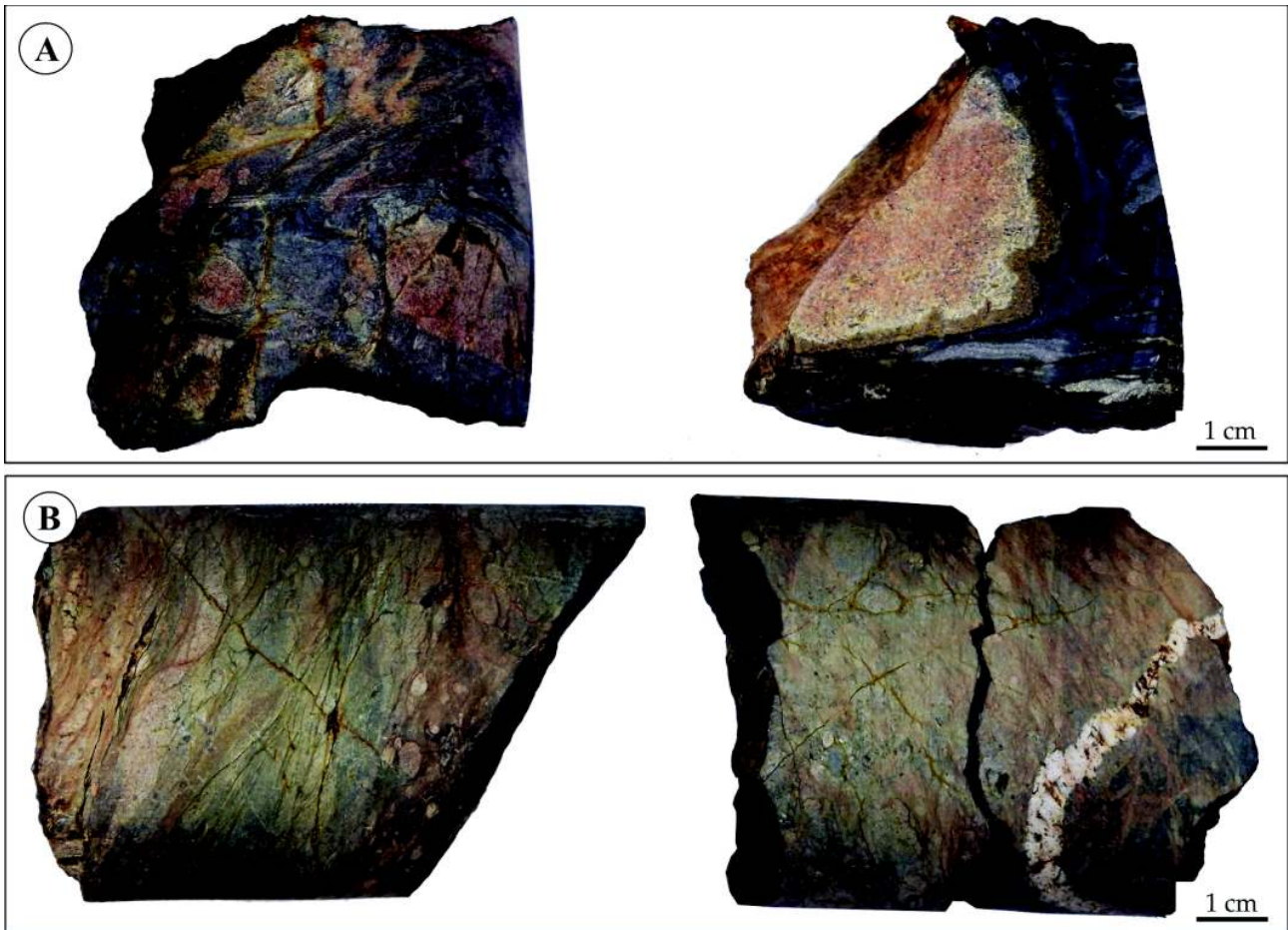
Eredmények

Makroszkópos megfigyelések

A fúrómagok vizsgálata alapján az agyagpala–metagrauwacke csoport (720–790 m) gyakran erősen deformált, gyúrt (1) metagrauwacke, (2) metaaleurolit és (3) agyagpala kőzettípusokból épül fel, melyek jól cementáltak, fekete–sötétszürke színűek (3. ábra). A kőzetek rendszerint éles felületek mentén könnyen elválnak. A magokon gyakran megfigyelhető a rövid szakaszokban még zavartalan, vagy éppen már erősen deformált üledékes lamináció. Más elsődleges üledékes szerkezet nem azonosítható.

Az agyagpala–metagrauwacke kőzettípusokban jelennek meg változó méretű, milliméterestől deciméteresig terjedő mérettartományban a vörös arkózaklasztok (3. ábra A kép), melyek gyakran enyhén aszimmetrikus, szigmoidális megjelenésűek, vagy gyengén fejlett boudinage szerkezetűek. A klasztok és a befoglaló mátrix határán vastag, rozsdabarna nyomási oldódási varratok láthatók, melyek orientációja párhuzamos a vörös klasztok hossz tengelyének irányával. A klasztok peremi régióiban gyakran megfigyelhető az arkóza változó mértékű kifakulása. A durvább szemcseméretű kőzettípusokban rozsdabarna, megszakadó, anasztomizáló jellegű nyomási oldódásos foliáció azonosítható, míg a finomszemcsés (agyagpala) kőzetekben a foliációs felületek megjelenése sűrűbb, továbbá a folytonos foliáció jelenléte miatt már palásságnak tekinthető. A foliáció iránya egyenes, a mag tengellyel hegyesszöget (15–20°) bezáró. A fúrómagokat vékony (0,5–2 mm), zömében rozsdabarna limonitos kitöltéssel rendelkező, meredek, szabálytalan lefutású erek, valamint cementálatlan repedések szelik át.

A szelvény alsó szakaszában, ~770–777 m között az előző csoporttól markánsan eltérő, fakó, erősen foliált agyagpala található (3. ábra B kép). Az ebből a mélységtartományból származó minták világosszürke–középszürke, finomszemcsés kőzetek zöld és vörös sávzottsággal, valamint a sávokkal párhuzamos helyzetű, megnyúlt, enyhén aszimmetrikus, szürke és vörös homokkő klasztokkal (3. ábra B kép). A zöld és vörös sávok foliációs felületek, melyek mentén a kőzet könnyedén elválk, azonban a felületekre merőleges irányban a mechanikai igénybevételnek kifejezetten ellenálló. A foliáció a mag tengellyel 15–20°-ot zár be. A magokat fehér, a foliáció irányára közel merőleges kvarcerek járják át (3. ábra B kép), melyek változó mértékben deformáltak. Az erek lefutása jellemzően szabálytalan, helyenként redőre emlékeztető. A redők tengelysíkja általában egybe esik a zöld és vörös foliációs



3. ábra. A Horváthertelend-1 fúrás agyagpala–grauwacke képződményének makroszkópos megjelenése. A) Az intenzíven foliált, fakó zöldesszürke agyagpala 777 m mélységből. B) Az arkózaklasztos, fekete agyagpala kifejlődés jellemző makroszkópos megjelenése, 780,3 m

Figure 3. Macroscopic features of the characteristic core samples of the slate-greywacke sequence from the borehole Horváthertelend-1. A) Black slate with arkose clasts from the depth of 780.3 m B) Intensely foliated pale-green slate from the depth of 777 m

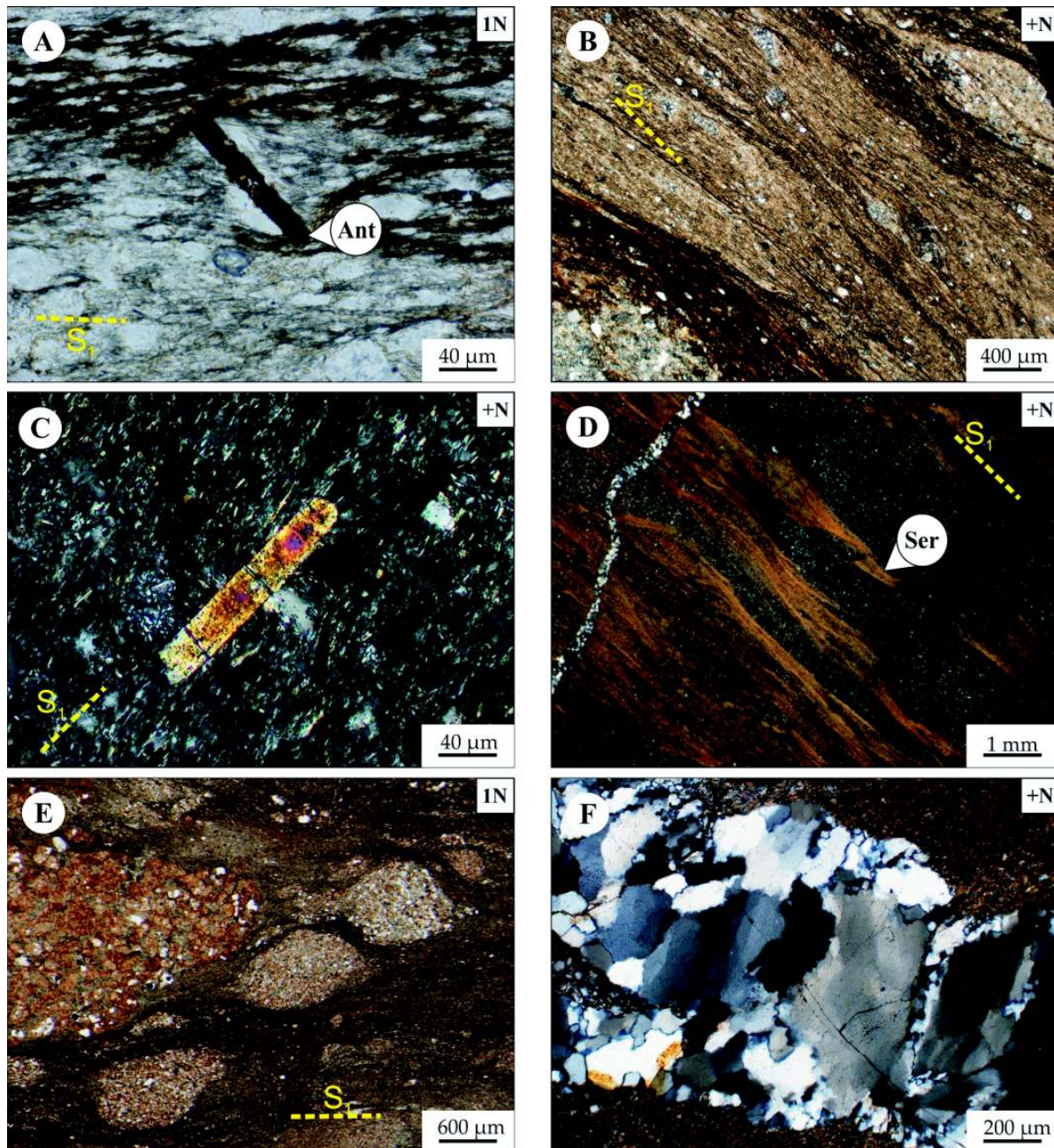
felületek síkjával. A vékonyabb erek mentén vörös (hematit?), általában aszimmetrikus kiterjedésű elszíneződés figyelhető meg a mellékkőzetben, amely 0,3–0,5 cm széles zónában alakult ki.

Ásványos összetétel és mikroszerkezet

A sötétszürke–fekete, vörös homokkőklasztos kifejlődést alapvetően három közettípus építi fel. Fő tömegét fekete–sötétszürke (1) agyagpala alkotja, melybe (2) meta-leurolit és (3) kvarcgazdag metagrauwacke települ. A kőzet jellegzetessége, hogy változó méretű, vörös színű, szemcsevázú arkózaklasztokat és szürke grauwacke-klasztokat tartalmaz. A klasztok átlagos tengelyarányai $X/Z: \sim 2,8$; $Y/Z: \sim 2,7$; $X/Y: \sim 1,03$, ahol X jelöli a legnagyobb megnyúlás és Z a legnagyobb rövidülés irányát. Az arkózaklasztok eredeti anyaga erősen átalakult. Az agyagpala törmelékanyagát kvarc, neutrális vulkáni kőzettörmelék, valamint plagioklász alkotja, mely szemcsék szericitben és kloritban gazdag mátrixba ágyazódnak. Az agyagpala összetételére a félkvantitatív röntgen-pordiffraktometriai mérések alapján ~60–70% 10 Å-ös fehérscillám, 10–20%

kvarc és ~5% klorit, alárendelten plagioklász jellemző. A mátrixban megnyúlt, 30–50 µm-es anatóz hipidio-, xenoblasztok találhatók, melyek deformációs helyzete a kis szemcseméret miatt nehezen állapítható meg, nyomásárnyék szerkezetek megléte esetén prekinematikusként értelmezhető (4. ábra A kép). Az arkózaklasztok magját nagy mennyiségű kvarc (50–60%), ~20% plagioklász földpát és ~10–20% 10 Å-ös fehérscillám alkotja. A nagyobb klasztok peremén kifakult zóna látható (a kisméretű klasztok egyenesen fakóbbak), melyben a 10 Å-ös csillám mennyisége a 40–50%-ot is eléri a 30–40% kvarc és 5–10% klorit mellett. A kifakult zónában a plagioklász csupán nyomnyi mennyiségben fordul elő. A szemcsék között hematitos-limonitos impregnáció jelenik meg. Mindkét közettípus erősen kovásodott, az arkóza nagyobb pórusaiban 7 Å-ös fázis (kaolinit) halmazai (5. ábra A kép) található kvarc mellett. Az arkózaklasztok földpát szemcséi jellemzően agyagásványos pszeuromorfózáként vannak jelen. A fekete agyagpala–metagrauwacke szervesanyag-tartalma helyenként igen jelentős.

A kőzetre jellemző az üledékes rétegzés bonyolult belső szerkezete, gyüredezettsége, valamint egy változó mérték-

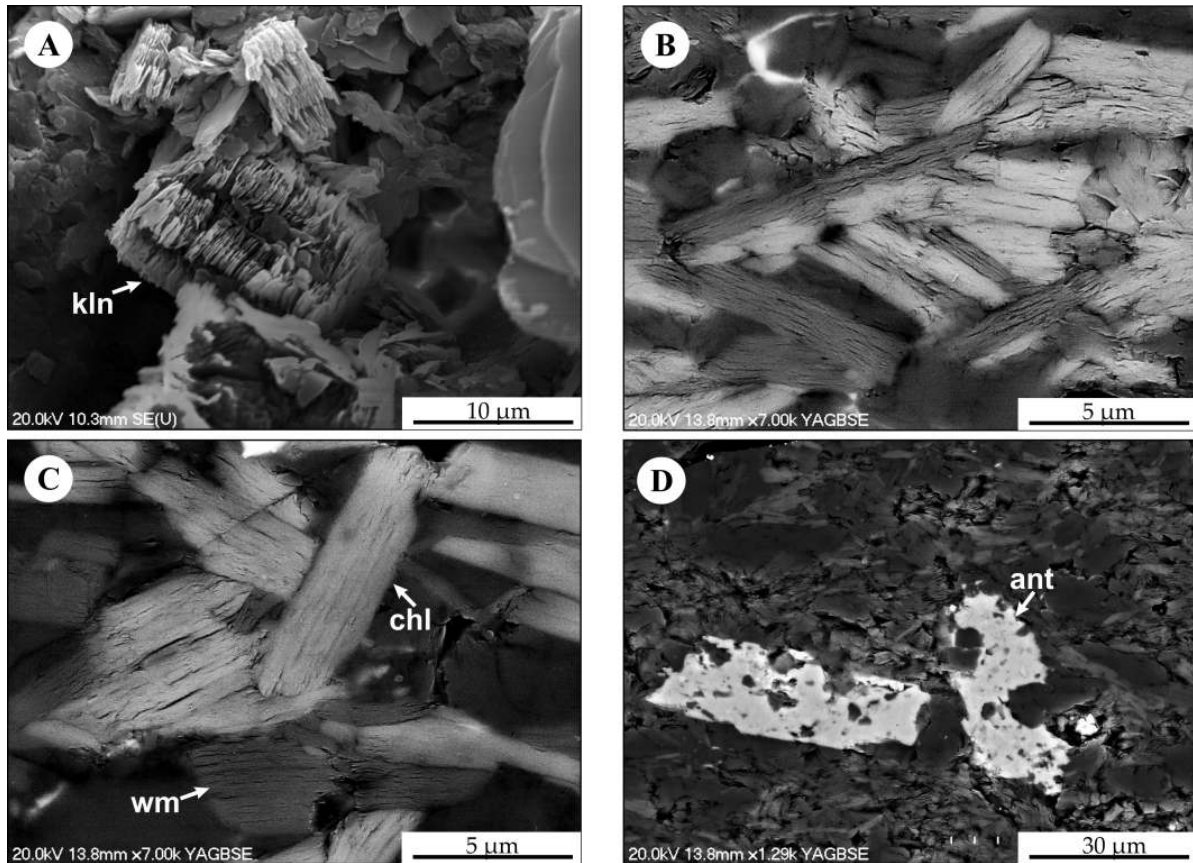


4. ábra. A) Aszimmetrikus nyomásárnyék szerkezet (ms+chl+qtz) anatóz körül, 774 m. B) Jól fejlett foliációval rendelkező agyagpala 780,3 m mélységből. C) Epigén turmalinszemce agyagpalában, 766,8 m. D) Folytonos foliációt kijelölő, egységes kioltású filloszilikát mátrix az aleurolithomokkölencsék között, 772,3 m. E) Szigmoidális metahomokkő-lencsék és nyomási oldódásos varratok agyagpalában, 777 m. F) Dinamikus rekrisztallizációt szenvedett pretektonikus kvarcér az agyagpalában, 777 m. Rövidítések: Ser - szericit, Ant - anatóz. S1 jelöli a foliáció orientációját

Figure 4. A) Asymmetric pressure shadow around a rigid anatase grain, 776.7 m. B) Slate with well-developed continuous and spaced foliation from the depth of 780.3 m. C) Epigenetic tourmaline needle in slate, 766.8 m. D) Continuous foliation indicated by the unified extinction of the phyllosilicates among the siltstone-sandstone clasts, 772.3 m. E) Sygmoidal metasandstone lenses and pressure solution seams in slate, 777 m. F) Dynamically recrystallized pre-tectonic quartz vein in the slate, 777 m. Abbreviations: Ser - sericite, Ant - anatase. S1 indicates the orientation of the foliation

ben fejlett, hajladozó morfológiájú — a finomszemcsés kifejlődésben sűrűbb, vékonyabb, a durvább kifejlődésekben kisebb sűrűségű, de nagyságrendekkel vastagabb doménekből álló — másodlagos nyomásoldódási foliáció (S_1), melynek orientációja változó, de kismértékben eltér az üledékes rétegzéstől (S_0). A nyomásoldódási varratok mellett a mátrixban a filloszilikátok orientált helyzete miatt egy folytonos foliáció is felismerhető, mely az előzővel azonos

irányultságú (4. ábra B kép). Az arkózaklasztok alakja változatos. A kisebb klasztok jellemzően ellapultak, néhol enyhén aszimmetrikusak. Vékonyabb, ~0,5 cm széles nyírt sávokban előfordul, hogy boudinokat formálnak a grauwacke-lencsékhez hasonlóan. A nyomásoldódási foliációs felületekhez kapcsolódóan gyakori a szenes anyag erőteljes dúsulása, mely mindig — a szenes anyag jelenléte alapján vélhetően pirit utáni — limonit kíséretében jelenik meg. A



5. ábra. A) Póruskitöltő kaolinit (kln) másodlagos elektronképe akrózában, 780,3 m. B-C) Euhedrális metamorf K-fehércsillám- (wm) és klorit- (chl) szemcsék visszaszórt elektronképe. 777 m. D) Poikiloblasztos anatóz- (ant) kristályok visszaszórt elektronképe. 777 m

Figure 5. A) Secondary electron image of pore-filling kaolinite (kln) in arkose, 780.3 m. B-C) Backscattered electron image of euhedral metamorphic K-white mica (wm) and chlorite (chl) crystals, 777 m. D) Backscattered electron image of poikiloblastic anatase (ant) grains in slate, 777 m

kőzetben az előző szerkezeteket átvágó, meredek, a magtengellyel közel párhuzamos lefutású, limonitos kitéréssel rendelkező repedések, mikrovetők, néhol kvarccal kitöltött vékony erek, pull-apart szerkezetek, húzásos hasítékok jelennek meg. A szelvény felső szakaszában (~720–740 m) érkítöltésként mikrokristályos kvarc, kaolinit, valamint szálas-rostos prehnit (kizárólag optikai úton meghatározva) figyelhető meg. A középső szakaszban (~755–765 m), a mátrixban epigén turmalin jelentkezik (4. ábra C kép). A prehnit (?) a grauwackében megjelenő nyomásoldódási varratok mentén szintén jelentkezik a szemcsék nyomásárnyékában növekedve.

A fakó kőzetváltozat megjelenése kizárólag egy vékony zónára korlátozódik ~770–777 m között (2. ábra). Ezt a szakaszt fehércsillámban és kloritban rendkívül gazdag deformált, finomszemcsés metagrauwacke-, arkózaklasztos agyagpala alkotja. Helyenként a klasztok (kizárólag grauwacke és alárendelten arkóza) mennyisége és mérete alapján a kőzet akár monomikt mátrixvázú metakonglomerátumként is besorolható. Az agyagpala mátrixára a filloszilikátok dominanciája jellemző 20–40% fehércsillám- és 30–50% klorit- (5. ábra B, C kép) tartalommal, mely mellett 10–30% kvarc és 5–20% albit található. A kőzetben elszórtan megnyúlt, ~100 μm -es, pre-, szinkinematikus anatóz hipidioblasztok (5. ábra D kép) találhatóak. A szenes anyag mennyi-

sége rendkívül kevés, és főként 10–20 μm -es, szabálytalan és gyakran diffúz határú szemcsék formájában elszórtan található.

A kőzetben a fekete agyagpálánál említett foliációval megegyező morfológiájú nyomási oldódásos eredetű, valamint a filloszilikátok által kijelölt folytonos S_1 foliáció jelenik meg, mely a klasztok között gyakran hajladozó jellegű (4. ábra D kép). A klasztok, főként a kisméretűek, jellemzően erősen lapultak, gyakran enyhén szigmoid alakúak (4. ábra E kép). A nagyobb klasztok peremein levált kisebb klasztok azonosíthatók, valamint a klasztok belsejében sokszor mikroléptékű elmozdulások ismerhetők fel. A kisebb klasztok szárnyain enyhe aszimmetrikus nyomásárnyék szerkezetben általában klorit+kvarc+fehércsillám jelenik meg. A kőzetmintát meredek, az S_1 foliációhoz képest pretektonikus kvarcerek szelik át, melyek erősen deformáltak, gyűrt szerkezetűek (4. ábra F kép). A csuklózónák ebben az esetben is a foliációs sávokkal esnek egybe. Az érkítöltő reliktum kvarcsemmek (~200–600 μm szemcseméret) erősen unduláló kioltásúak, gyakran alszemcsés szerkezetűek, szemcsehatáruk általában lóbás, zegzugos lefutású, peremeiken nagyságrendekkel kisebb méretű, egységes kioltású neoblasztokkal. A kvarcsemmek zárványként euhedrális, tús megjelenésű anatóz (helyenként rutil fázis alkotja a kristály bizonyos részeit) kristályokat tartalmaznak.

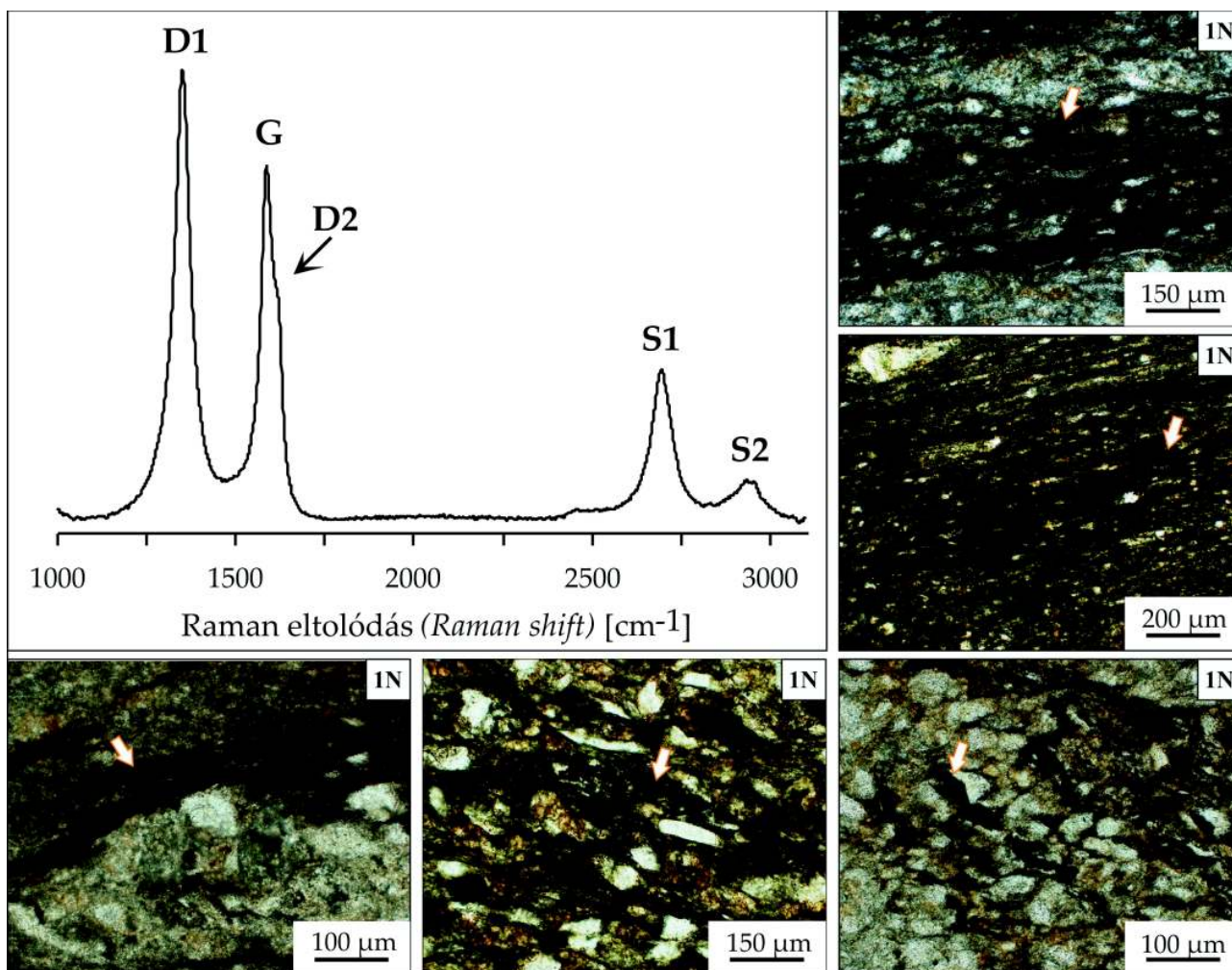
Raman-spektroszkópos szenes anyag termometria

A szenes anyag Raman-spektroszkópos vizsgálatát hat különböző mélységből származó mintában végeztük el a képződményt ért maximális metamorf hőmérséklet (T_{\max}) becsléséhez. A méréseket a szenes anyagban dús foliációs felületeken végeztük, melyek szöveti megjelenése az 6. ábrán látható, a jellemző Raman-spektrum mellett. A mintákban található szenes anyag Raman-spektrumának jellegzetessége, hogy az elsőrendű csúcsok keskenyek, kis félértékszélességgel rendelkeznek, és a D1 csúcs minden esetben nagyobb intenzitású, mint a G csúcs. A D2 csúcs szinte minden esetben egy markáns vállként jelentkezik a G csúcson. A másodrendű régióban az S1 csúcs az S2-nél számottevően nagyobb intenzitással jelentkezik (6. ábra).

A termométerek használatakor törekedtünk arra, hogy a számítás során kizárólag az autochton szemcséket használjuk fel. Ennek érdekében kitüntetett figyelmet fordítottunk a szenes anyag szemcsemorfológiájára, valamint a kiugró és extrém értékek (nagy érettségű grafit populáció) kiszűrésére, amely spektrumok az áthalmazott szenes anyagból

származhattak. Ezen kiugró értékek jól elkülöníthetőek voltak mind a spektrumok, mind pedig az azokból számolt paraméterek alapján (II. táblázat). Az autochton szenes anyag spektrumai meglehetősen nagy homogenitást mutatnak, markáns eltérések nélkül. A mintáknak ez a kismértékű heterogenitása jól tükröződik a számolt paramétereken is. Az R1 (D1/G intenzitásarány) paraméter szórása 0,26 míg az R2 (D1/G+D1+D2 csúcs alatti területarány) paraméteré 0,05 ($n=146$). BEYSSAC et al. (2002) kalibrációjával számolt hőmérséklet $354,2 \pm 21,7$ °C, RAHL et al. (2005) termométerével $344,2 \pm 36,4$ °C, míg AOYA et al. (2010) módosított kalibrációjával $356,0 \pm 21,5$ °C adódott. RAHL et al. (2005) termométere jelentősebb szórással rendelkezik és kismértékben (~ 10 °C) eltérő hőmérsékletet mutat BEYSSAC et al. (2002) kalibrációjához képest, ami feltehetőleg az R1 paraméter mintán belüli nagyobb heterogenitásra vezethető vissza, mivel a másik két kalibráció csupán az R2 paramétert használja fel. További magyarázat a termométer egyenletének, a többi módszerhez képest kisebb R^2 (determinációs együttható) értéke, amely szintén a kapott érték bizonytalanságát növeli.

Az előző termométerektől kissé eltérő KOUKETSU et al.



6. ábra. A Horváthertelend-1 fúrás agyappala-grauwacke képződményében található szenes anyag jellemző Raman-spektruma és szöveti megjelenése

Figure 6. Characteristic Raman-spectra and textural features of the carbonaceous material in the pelitic sequence of the borehole Horváthertelend-1

(2014) megközelítése, melyben az intenzitás- és csúcs alatti területarányok helyett a D1 és D2 rendezetlenségi csúcsok félértékszélességének (FWHM) változását használták fel a termométer kalibrálásához. Mivel termométerük alapvetően kis és közepes érettség (150–400 °C) esetén ad kielégítő becslést a metamorf hőmérsékletre, így hasznos mód-

II. táblázat. A szenes anyag Raman-spektrumaiból meghatározott paraméterek és a termométerekkel számolt maximális hőmérséklet értékek. Az alkalmazott kalibrációk: 1. BEYSSAC et al. (2002), 2. RAHL et al. (2005), 3. AOYA et al. (2010), 4. KOUKETSU et al. (2014) a D1 paraméter alapján, 5. KOUKETSU et al. (2014) a D2 paraméter alapján

Table II. The band parameters and temperature values calculated from Raman spectra of the carbonaceous material. Used thermometry calibrations: 1. BEYSSAC et al. 2002, 2. RAHL et al. (2005), 3. AOYA et al. (2010), 4. KOUKETSU et al. (2014) based on D1, 5. KOUKETSU et al. (2014) based on D2

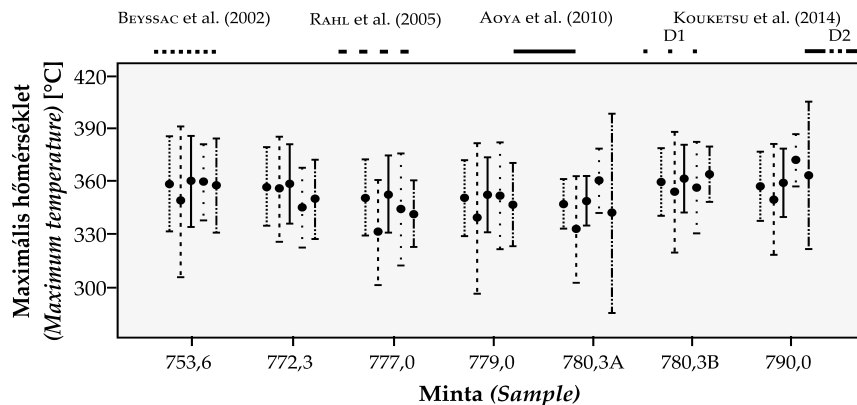
Mélység (m)		753	772,3	777	779,6	780,3	790	Átlag	
n		28	22	26	20	32	15	146	
R1	Átlag	1,434	1,694	1,446	1,520	1,496	1,450	1,498	
	Szórás	0,25	0,37	0,26	0,19	0,15	0,20	0,26	
R2	Átlag	0,635	0,641	0,653	0,653	0,652	0,638	0,644	
	Szórás	0,06	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,05	
Becsült hőmérséklet (°C)	1.	Átlag	358,2	355,7	350,6	350,3	350,7	357,1	354,2
		Min.	310,1	323,2	312,4	314,0	320,6	328,5	310,1
		Max.	410,4	408,8	396,1	392,8	384,1	358,8	410,4
	2.	Átlag	348,7	355,0	331,1	339,1	339,0	349,5	344,2
		Min.	262,3	286,8	266,8	270,5	269,2	301,9	262,3
		Max.	441,6	416,5	378,7	424,5	381,8	408,2	441,6
	3.	Átlag	360,0	357,4	352,4	352,1	352,4	358,8	356,0
		Min.	313,1	325,6	315,3	316,9	323,1	330,7	313,1
		Max.	412,5	410,9	397,8	394,4	385,6	387,3	412,5
	Szórás	26,3	21,8	21,7	21,5	15,5	19,7	21,5	
	n		27	19	20	19	41	15	141
	FWHM-D1	Átlag	53,5	52,6	60,9	60,0	58,1	61,2	57,5
Szórás		11,5	6,4	14,3	14,3	12,5	10,1	12,2	
FWHM-D2	Átlag	24,8	26,2	27,9	28,1	27,1	26,3	26,7	
	Szórás	3,5	1,9	3,3	3,3	4,1	2,4	3,5	
Becsült hőmérséklet (°C)	1.	Átlag	362,9	364,8	347,1	349,1	353,0	346,4	354,4
		Min.	301,3	336,3	296,6	292,3	280,3	319,5	280,3
		Max.	398,4	388,6	388,2	386,5	387,6	380,8	398,4
	2.	Átlag	367,2	357,6	346,0	344,4	351,3	356,6	354,1
		Min.	339,8	328,3	295,5	310,8	292,6	330,7	292,6
		Max.	428,3	380,6	372,7	396,9	431,7	401,1	431,7
	Szórás	24,0	13,2	22,0	22,6	27,5	16,5	23,7	

szernek bizonyul a korábban bemutatott termométerek megbízhatóságának ellenőrzésében is. A korábban felhasznált termométerekből kapott hőmérsékleti becslések, valamint a Raman-spektrumok megjelenése és D1/G>1 intenzitásarányuk alapján alkalmazhatónak (KOUKETSU et al. 2014) ítéltük meg ezt a termometriai módszert. A vizsgált minták esetében a D1 csúcsra kalibrált termométer esetében $354,4 \pm 26,2$ °C, míg a D2 csúcsot felhasználó termométernél $354,1 \pm 23,7$ °C maximális hőmérséklet adódott. A termometria eredményeit összefoglalóan a 7. ábrán mutatjuk be.

<2 µm frakció röntgen-pordiffrakciós eredményei

A <2 µm frakció ásványos összetételére a muszkovit+klorit+kvarc±kaolinit fázisok jelenléte jellemző. Mivel a légszáraz és etilén-glikollal telített preparátumok diffraktogramjai lényegében megegyeznek (azaz a minták egyáltalán nem tartalmaznak kimutatható duzzadó fázist), ezért munkánkban csupán a légszáraz mintákból származó eredményeket mutatjuk be részletesen. A röntgen-pordiffrakciós mérés eredményei a III. táblázatban találhatók.

A képződményre jellemző fehércsillám $d=10$ Å-höz tartozó bázisreflexiójának félértékszélessége ($FWHM_{10A}$) átlagosan $0,117 \pm 0,01$ $\Delta^\circ 2\theta$, $n=22$. A $FWHM_{10A}$ értékekben kismértékű eltérés tapasztalható az egyes közettípusokban. A fakó agyagpala minták esetén kisebb értékek ($0,111 \pm 0,01$ $\Delta^\circ 2\theta$, $n=13$) adódnak, mint a fekete agyagpala ($0,128 \pm 0,01$ $\Delta^\circ 2\theta$, $n=9$) közettípusban. A klorit $FWHM$ értékek jellemzően nagyobbak, mint a fehércsillám értékek, és nem mutatkozik meg a különbség a két közettípus között. A klorit $d=14$ Å-höz tartozó reflexiójának félértékszélessége ($FWHM_{14A}$) $0,147 \pm 0,02$ $\Delta^\circ 2\theta$, $n=24$, a $d=7$ Å reflexióhoz tartozó érték ($FWHM_{7A}$) $0,147 \pm 0,01$ $\Delta^\circ 2\theta$, $n=18$. A klorit 002 reflexiójához tartozó félértékszélességek közül azokat a mintákat nem vettük figyelembe, amelyek a ~ 25 °C-nál jelentkező reflexió alakja alapján egyértelműen tartalmaznak 7 Å-ös fázist (kaolinitet), mivel a klorit 002 reflexiójához tartozó csúcs átfed a kaolinit 001 reflexiójához tartozó csúccsal,



7. ábra. Az egyes minták különböző szenes anyag termométerekkel meghatározott maximális metamorf hőmérséklete

Figure 7. Maximum metamorphic temperatures of the samples calculated with different carbonaceous material (CM) thermometers

III. táblázat. Az agyagpala minták <2 µm porfrakciójának XRD eredményei. AD: légszáraz minta, EG: etilén-glikollal telített minta

Table III. Results of the X-ray powder-diffraction measurements of <2 µm grain-size fraction. AD: air dried sample, EG: ethylene glycol saturated sample

Minta	Kőzet-típus	Ásványos összetétel	FWHM ₀₄₀ [Δ°2θ]		FWHM ₀₄₀ [Δ°2θ]		FWHM ₀₄₀ [Δ°2θ]		Krisztallit méret [Å]			b ₀ [Å]	I(5Å)/I(10Å)
			AD	EG	AD	EG	AD	EG	ms	chl ₀₄₀	chl ₀₄₀		
772,3m/A (1)	„fakó” agyagpala	chl (40–50%) + ms (30–40%) + qtz (5– 10%) + ab (10– 20%) ± ant	0,107 ± 0,006	0,105 ± 0,004	0,136 ± 0,001	0,136 ± 0,005	0,140 ± 0,005	0,140 ± 0,005	1213	758 ± 7	744 ± 21	9,027 ± 0,003	0,348 ± 0,017
772,3m/B (2)	„fakó” agyagpala	chl (40–50%) + ms (30–40%) + qtz (5– 10%) + ab (10– 20%) ± ant	0,114 ± 0,004	0,112 ± 0,006	0,141 ± 0,019	0,144 ± 0,004	0,149 ± 0,003	0,145 ± 0,003	1056 ± 77	746 ± 178	674 ± 21	9,026 ± 0,004	0,300 ± 0,013
772,3m/C (3)	„fakó” agyagpala	chl (40–50%) + ms (30–40%) + qtz (10–20%) + ab (5– 10%) ± ant	0,108 ± 0,001	0,102 ± 0,002	0,145 ± 0,006	0,135 ± 0,003	0,155 ± 0,005	0,146 ± 0,004	1177 ± 28	689 ± 42	638 ± 30	9,020 ± 0,009	0,335 ± 0,014
777m/A (4)	„fakó” agyagpala	chl (20–30%) + ms (30–40%) + qtz (5– 10%) + ab (10– 20%) ± ant	0,112 ± 0,002	0,112 ± 0,004	0,137 ± 0,012	0,136 ± 0,005	0,141 ± 0,003	0,141 ± 0,003	1089 ± 39	760 ± 106	730 ± 26	9,024 ± 0,003	0,314 ± 0,012
777m/B (5)	„fakó” agyagpala	chl (10–20%) + ms (20–30%) + qtz (30–40%) + ab (10– 20%) ± ant	0,113 ± 0,003	0,110 ± 0,003	0,134 ± 0,003	0,125 ± 0,001	0,131 ± 0,002	0,133 ± 0,004	1067 ± 47	784 ± 25	822 ± 26	9,018 ± 0,006	0,305 ± 0,017
780,3m/A (6)	arkóza	chl (5–10%) + ms (10–20%) + qtz (50–60%) + ab (10– 20%) ± ant ± kln	0,124 ± 0,001	0,117 ± 0,003	0,145 ± 0,016	0,143 ± 0,012	0,300 ± 0,010	0,304 ± 0,003	887 ± 17	707 ± 114	290 ± 9	9,028 ± 0,007	0,300 ± 0,003
780,3m/B (7)	fekete agyagpala	chl (5–10%) + ms (50–60%) + qtz (10–20%) + ab (10– 20%) ± ant	0,123 ± 0,007	0,122 ± 0,002	0,152 ± 0,011	0,145 ± 0,006	0,165 ± 0,007	0,153 ± 0,009	909 ± 64	653 ± 64	588 ± 34	9,021 ± 0,000	0,295 ± 0,017
780,3m/C (8)	fekete agyagpala	chl (10–20%) + ms (50–60%) + qtz (5– 10%) ± ant ± kln	0,136 ± 0,007	0,138 ± 0,003	0,188 ± 0,020	0,203 ± 0,012	0,287 ± 0,013	0,263 ± 0,029	768 ± 56	500 ± 56	305 ± 15	9,016 ± 0,003	0,361 ± 0,010

megnövekedve ezzel az FWHM értéket (8. ábra, 6. és 8. minta).

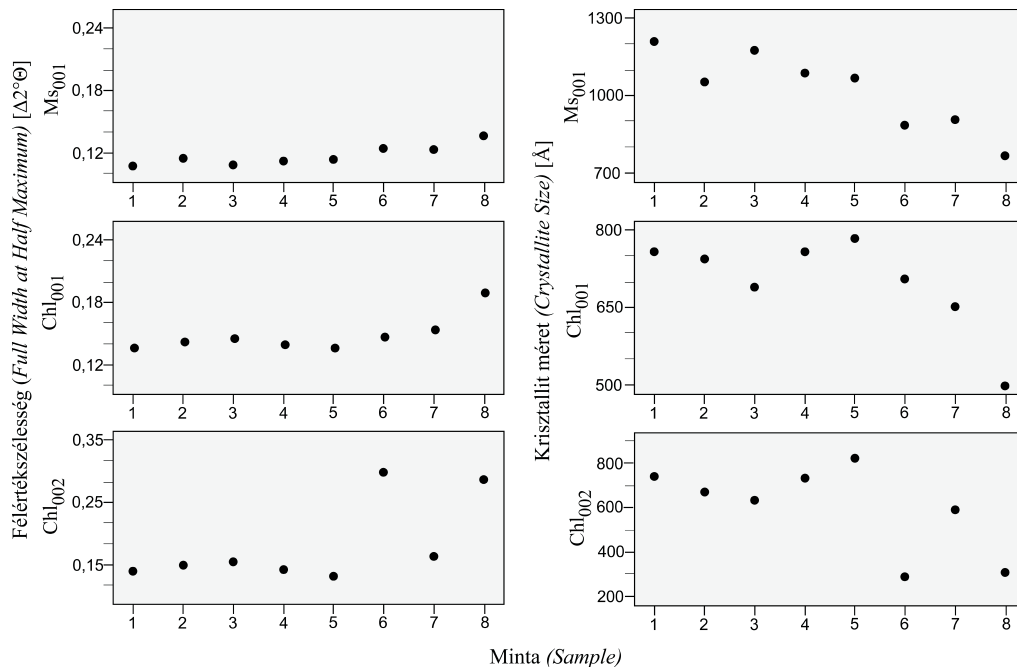
Az instrumentális vonalszélesedés korrekcióját követően, a Scherrer-egyenlet (KLUG & ALEXANDER 1974, MERRIMAN et al. 1990) alkalmazásával számolt átlagos krisztallitméret a fehércsillám esetében a félértéknek megfelelően eltér a fakó agyagpalában (1121±70 Å, n=13) és a fekete agyagpalában (855±76 Å, n=9). A kloritra jellemző, a 001 reflexióból számolt krisztallitméret 700±92 Å, n=24, míg a 002 reflexióból a kaolinitet tartalmazó minták kihagyásával számolt érték 699±83 Å, n=18. A <2 µm frakció I(5Å)/I(10Å) intenzitásaránya átlagosan 0,319±0,025 (n=24). A fehércsillám b₀ rácsparaméterének átlagos értéke 9,022±0,005 Å (n=16).

Diszkusszió

Geotermometria – kistökű metamorfózis

A vizsgált mintákban található autochton szenes anyag alkalmazott, Raman-spektroszkópián alapuló termometerek egyöntetűen a képződmény kistökű, T_{max}: ~350 °C metamorfózisát mutatják. A fehércsillám 001, illetve a klorit 001 és 002 reflexiójának félértékisélesség adatai hasonló következtetést engednek levonni. Az értékek ugyan nem kalibrált félértékisélességek, azonban az epizóna határától (IC=0,25 Δ°2θ és ChC₀₀₁=0,284 Δ°2θ, ChC₀₀₂=0,247 Δ°2θ; ÁRKAI 1991b, WARR & RICE 1994, ÁRKAI et al. 2000, KÜBLER & JABOYEDOFF 2000, JABOYEDOFF et al. 2001) jelen-

tősen eltérő kis értékek mind a fehércsillám, mind pedig a klorit tekintetében a képződmény anchi/epizóna határnál magasabb fokú metamorfózisát valószínűsítik. Habár a zónahatárokhoz nem lehet konkrét krisztallitméretet társítani (ÁRKAI et al. 2000), azonban több szerző által is közölt hozzávetőleges értékek alapján a muszkovit standarddal kalibrált, és a Scherrer-egyenlettel számolt átlagos fehércsillám és klorit krisztallitméret-adatok (8. ábra) meghaladják az epizóna határának megfelelő értékeket (MERRIMAN et al. 1990, WARR & RICE 1994, ÁRKAI et al. 1996, JIANG et al. 1997, ÁRKAI et al. 2000, JABOYEDOFF et al. 2001). Az új termometriai és XRD eredmények egybehangzóan megerősítik a képződmény korábban szöveti alapon feltételezett (MÉSZÁROS et al. 2015) kistökű regionális metamorfózisát. Mivel a kaolinit csupán diagenetikus körülmények között stabil (MORAD et al. 2000, BJØRLYKKE 2014), így egyértelműen nem tekinthető az epimetamorf átalakulásra jellemző paragenézis tagjának. Megjelenése feltehetően a kőzetben található nagy mennyiségű földpát felszínközeli (a képződmény fedőjében miocén üledékek találhatóak), meteorikus fluidum hatására bekövetkező átalakulásával hozható kapcsolatba. Ezt a magyarázatot alátámasztja a kőzetben előforduló, repedésekhez és foliációs felületekhez kapcsolódó, a szenes anyaggal gyakran szoros szöveti kapcsolatban megjelenő goethit. Mivel a goethit mellett számottevő mennyiségben található szenes anyag, így feltételezhető, hogy a Fe-oxi-hidroxid prekursor fázisa pirit lehetett (TUCKER 2001), mely a felszínközeli körülmények között oxidálódott.



8. ábra. A K-fehércsillám és klorit <2 μm frakciójának félértékszélesség és az átlagos krisztallitméret értékei az egyes minták esetében

Figure 8. Full width at half maximum and calculated mean crystallite size values for the K-white mica and chlorite in the <2 μm fraction of the samples

A Horváthertelend-1 fúrás rétegsorában megjelenő agyagpala-metagrauwacke összetételre meghatározott T_{\max} metamorf hőmérséklet nagy hasonlóságot mutat a Szalatkai Agypala Formációról ÁRKAI (1991a) és ÁRKAI et al. (1995) által bemutatott anchi-epizóna (~350 °C) határnak megfelelő kisfokú metamorf viszonyokkal. A pontos korreláció érdekében azonban szükséges a Szalatkai Agypala revíziós vizsgálata, akár a szenes anyag termometriai módszerek körültekintő alkalmazásával egybekötve.

Fehércsillám b_0 rácsparaméter — közepes nyomásgradiensű regionális metamorfózis

A vizsgált metapelitokra a $ms+chl+qtz+ab+ant$ ásványparagenezis jellemző, ezért alkalmasnak tekinthetők a b_0 paraméter meghatározására, és a metamorfózis geodinamikai környezetének meghatározására. A vizsgált minták b_0 értéke átlagosan $9,022 \pm 0,005$ Å ($n=16$), melynek kumulatív gyakorisági görbét a 9. ábra mutatja irodalmi referenciagörbék, valamint a Szalatkai Agypalára (ÁRKAI 1991a) rendelkezésre álló görbe feltüntetésével. A b_0 értékkel összhangban a <2 μm frakción meghatározott $I(5\text{Å})/I(10\text{Å})$ arány is a mintákban található dioktaéderes csillám fengítés összetételére utal (ESQUEVIN 1969). A vizsgált képződmény b_0 értéke jelentős eltérést mutat a Szalatkai Agypala Formáció agyagpala mintáinak ÁRKAI (1991a) által publikált értékétől. GUIDOTTI & SASSI (1986) munkáját figyelembe véve a kumulatív görbe lefutása, valamint az átlagérték alapján a metamorfózis feltehetően közepes nyomású viszonyok között zajlott, amely a folyamat regionális jellegét valószínűsíti. Ezzel szemben a Szalatkai Agypala esetében ÁRKAI (1991a) és ÁRKAI et al. (1995) által bemutatott b_0

értékek kisnyomású geodinamikai környezetet jeleznek. Érdemes megemlíteni, hogy noha ÁRKAI et al. (1995) a Szalatkai Agypalában megjelenő metamorf biotit megjelenéséért felelős esetleges ásványreakciókat részletesen tárgyalják, azonban nem tesznek említést a biotitképző reakciók esetleges b_0 csökkentő hatásáról. Számos, a biotit első megjelenéséért felelős folytonos reakció a szeladonit komponens csökkenését eredményezi a visszamaradó fehér-csillámban (MIYASHIRO 1994), ami a b_0 értékének csökkenését okozza. A biotit megjelenése a Szalatkai Agypalában éppen ezért kérdéseket vet fel a két képződmény metamorf körülményeinek korrelációjában, mely további részletes vizsgálatokat igényel.

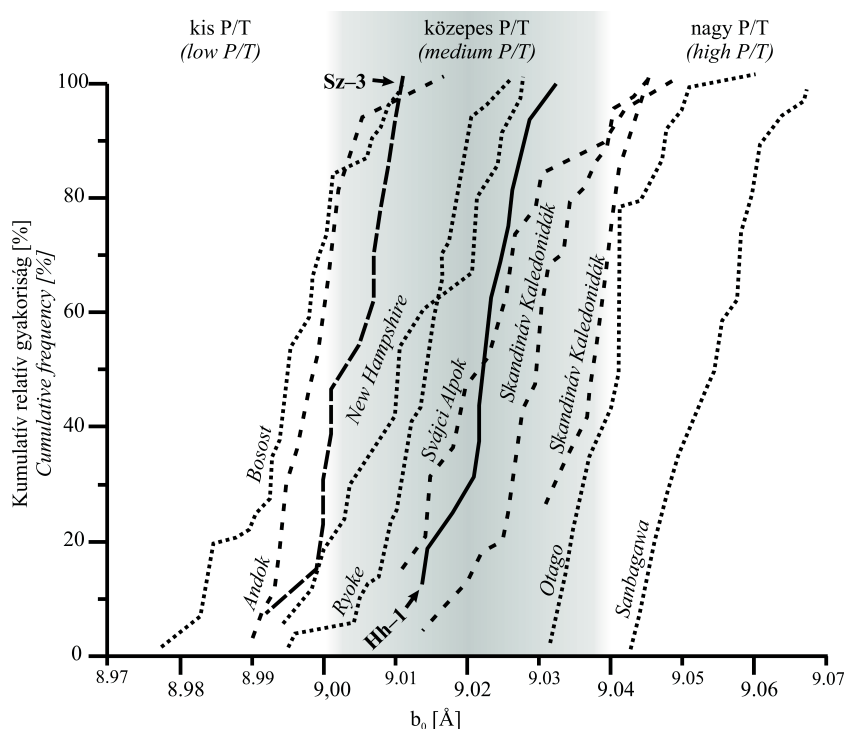
Képlékeny deformáció

A képződményben egységesen megjelenő nyomásoldódásos eredetű másodlagos foliáció, a gyakori erőteljes gyüredettséggel, valamint a filloszilikátok jól fejlett egységes orientációja a kőzettest tektonikus eredetű képlékeny deformációját jelzik (MÉSZÁROS et al. 2015). A kőzetben megjelenő arkóza- és grauwackeklasztkok ellapult és általánosságban szimmetrikus (néhány esetben enyhén aszimmetrikus), lencseszerű megjelenése a deformáció alapvetően tiszta alakváltozások (pure shear) jellegére utal. Ettől kissé eltérő megjelenést csupán a ~770–777 m közötti zónában található fakó árnyalatú zóna mutat. Az ebben a zónában található metahomokkóklasztkok általános enyhe szigmoidális alakja, a kissé aszimmetrikus nyomásárnyék szerkezetek a klasztkok, valamint az anatózsemcsék szárnyain kismértékű egyszerű nyírások komponensét is sejtetnek a tiszta alakváltozás mellett. Az erős oldódásos jellegű foliáció, gyakori nyomásárnyék szerkezetek

és a diffúz határu klorit-szericit-kvarc erek alapján a nyomási oldódás meghatározó deformációs mechanizmus volt a metamorfózis során (JEFFERIES et al. 2006, SCHLEICHER et al. 2009, GRATIER et al. 2011, HADIZADEH et al. 2012). A nagy mennyiségű filloszilikát jelenléte következtében a filloszilikátlemezek mentén bekövetkező szemcsehatármoti elcsúszás (*frictional grain boundary sliding*) folyamata vélhetően ugyancsak aktív deformációs folyamat volt, mely magyarázatot adhat a klasztok gyakori enyhe szigmoidális alakjára, valamint néhol a kisebb szemcsék látható leszakadására a nagyobb klasztokról (BOS et al. 2000a, b, BOS & SPEARS 2001, NIEMEIJER & SPIERS 2005, KOROKNAI et al. 2008, WALLAIS et al. 2015). A mátrixban megjelenő ridegebb törmeléken ásványszemcsék (kvarc, földpát) a nyomási oldódás kivételével jelentősebb belső deformáció jeleit nem mutatják. Ezzel szemben a kőzetben megjelenő prekinematikus kvarcerek erősen alszemcsés, unduláló kioltású szemcséinek peremén megjelenő kis szemcseméretű neoblasztok, alacsony hőmérsékletű szemcsehatár vándorlásra (*bulging recrystallization*) utalnak (BLENKINSOP 2000, STIPP et al. 2002, PASSCHIER & TROUW 2005, STIPP & KUNZE 2008). Mivel a kristályplasztikus deformációs mechanizmusok nagymértékben függenek a szemcsemérettől és a klaszt-mátrix kompetencia különbségétől, így a dinamikus rekristallizáció csupán a mátrixszemcséknél nagyságrendekkel nagyobb kvarckristályokban volt képes megindulni (STEWART et al. 2000). A deformációs szerkezetek, valamint a deformációs mechanizmusok típusai alapján a képződményt ért töréses-képlékeny (*frictional-viscous*) alakváltozás a termometriai módszerekkel becsült metamorf viszonyok között zajlott. A klasztok geometriája (tengelyarányok X/Z:~2,8; Y/Z:~2,7; X/Y:~1,03) többirányú megnyúlásos (FLINN 1962, RAMSAY & HUBER 1983) alakváltozásra utal. Egyes szerkezetek enyhe monoklin szimmetriája keskeny zónákban kismértékű egyszerű nyírásos komponensre is utal az alakváltozás során. A fent részletezett deformációs szerkezetek a metamorfózis regionális jellegét mutatják (FREY & ROBINSON 1999), melyet a termobarometria eredményei is megerősítenek. A deformáció szelvényen belüli változásának további pontosítása a rendkívül korlátozott és hiányos magminta következtében problémás.

Következtetések

Munkánkban a Horváthertelend-1 fúrás 720–790 m között harántolt, Szalatkai Agyagpala formációval korrelált finomtörmeléken kőzeteinek mikroszerkezeti és részben



9. ábra. A Horváthertelend-1 (Hh-1) pelites képződménye b_0 értékeinek kumulatív relatív gyakorisági görbéje

A diagramon szaggatott vonallal az irodalomból referenciaként átvett görbék láthatók (New Hampshire, Ryoke, Sanbagawa, Otago, SASSI & SCOLARI 1974; Andok, Svájci Alpok, Svéd Kaledonidák, PADAN et al. 1982; Szalatkai-3 fúrás (Sz-3), ÁRKAI 1991)

Figure 9. The b_0 cumulative frequency curves of the Horváthertelend-1 (Hh-1) pelitic sequence

Reference curves from the literature are marked with dashed lines (New Hampshire, Ryoke, Sanbagawa, Otago, SASSI & SCOLARI 1974; Andes, Swiss Alps, Swedish Caledonides, PADAN et al. 1982; borehole Szalatkai-3, Sz-3, ÁRKAI 1991)

félkvantitatív geotermobarometriai vizsgálatát végeztük el. A szenes anyag Raman-spektrumán alapuló termometriai módszerek alapján, valamint a fehérscillám b_0 rácsparaméterének figyelembevételével a képződmény kisértékű (~350 °C), közepes nyomásgradiensű regionális metamorfózisra állapítható meg. A kisértékű metamorfózist a <2 μ m szemcseméret-frakció orientált preparátumain végzett röntgen-pordiffrakciós mérések eredménye konzekvensen megerősíti. A fehérscillám és klorit félértékűességek, valamint a becsült kristallitméretek alapján a képződmény anhi/epizóna határnál magasabb hőmérsékletű metamorf átalakulást szenvedett. A kőzetben megjelenő deformációs szerkezetek alapján a képződmény töréses-képlékeny többirányú megnyúlásos alakváltozása állapítható meg, amely a kristályplasztikus deformációs folyamatok alapján metamorf körülmények között zajlott.

A metamorfózis maximális hőmérséklete nagy hasonlóságot mutat a Szalatkai Agyagpala Formációból rendelkezésre álló adatok által jelzett kisértékű metamorf körülményekkel. A két képződmény esetében azonban jelentős eltérés mutatkozik a b_0 paraméterben, mely alapvetően eltérő geodinamikai környezetre utal. Emellett a vizsgált minták I(5Å)/(10Å) aránya szintén eltér az ÁRKAI (1991a) által publikált, Szalatkai Agyagpala jellemző értéktől. A biotit jelenléte miatt azonban a Szalatkai Agyagpala további részletes, körültekintő vizsgálata elengedhetetlen a megbízható összehasonlíthatóság érdekében.

Köszönetnyilvánítás

Szeretnénk köszönetet mondani KOROKNAI Balázsnak (Geomega Kft.) és NÉMETH Tibornak (MTA CSFK Földtani és Geokémiai Intézet) a kézirat lektorálásáért és építő észrevételeikért.

Köszönetet mondunk M. TÓTH Tivadarnak (SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék) a metamorf kőzettan tárgykörében adott tanácsaiért és észrevételeiért, valamint szakmai támogatásáért. A szenes anyag termometria témakörében adott tanácsaiért, valamint a cikk színvonalát emelő értékes kritikai észrevételeiért FISER-NAGY Ágnesnek (SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék) szeretnénk kifejezni hálánkat. Műszeres kérdésekben FINTOR Krisztiánnak (SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék) mondunk köszönetet. Külön köszö-

net illeti MÁTHÉ Zoltánt (Mecsekérc Zrt.) a Mecsekérc Zrt.-től származó mintákért, KOROKNAI Balázst (Geomega Kft.) a mikrotektonikai problémák során nyújtott segítségével, SZAKMÁNY Györgyöt (ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszék) és LELKESNÉ FELVÁRI Gyöngyit a vizsgált minták rendelkezésünkre bocsátásáért. A vékonycsiszolatok elkészítéséért BENCsik Attilának (SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék) szeretnénk köszönetünket kifejezni.

A Horváthertelend-1 fúrás rétegsorának kutatása az Országos Tudományos Kutatási Alapprogramok (OTKA) PD 83511 nyilvántartási számú témához (vezető kutató: RAUCSIKNÉ VARGA Andrea), illetve az MTA Bolyai János Kutatási Ösztöndíj által támogatott kutatáshoz kapcsolódott (BO/27/11, RAUCSIKNÉ VARGA Andrea).

Irodalom — References

- AOYA, M., KOUKETSU, Y., ENDO, S., SHIMIZU, H., MIZUKAMI, T., NAKAMURA, D. & WALLIS, S. 2010: Extending the applicability of the Raman carbonaceous-material geothermometer using data from contact metamorphic rocks. — *Journal of Metamorphic Geology* **28/9**, 895–914.
- ÁRKAI P. 1991a: Kis hőmérsékletű regionális metamorfózis. — *Doktori értekezés*, Budapest 190 p.
- ÁRKAI, P. 1991b: Chlorite crystallinity: an empirical approach and correlation with illite crystallinity, coal rank and mineral facies as exemplified by Palaeozoic and Mesozoic rocks of northeast Hungary. — *Journal of Metamorphic Geology* **9**, 723–734.
- ÁRKAI, P., MATA, M. P., GIORGETTI, G., PEACOR, D. R. & TÓTH, M. 2000: Comparison of diagenetic and low-grade metamorphic evolution of chlorite in associated metapelites and metabasites: an integrated TEM and XRD study. — *Journal of Metamorphic Geology* **18**, 531–550.
- ÁRKAI, P., LANTAI, Cs., LELKES-FELVÁRI, Gy. & NAGY, G. 1995: Biotite in a Paleozoic metagreywacke complex, Mecsek Mountains, Hungary: conditions of low-T metamorphism deduced from illite and chlorite crystallinity, coal rank, white mica geobarometric and microstructural data. — *Acta Geologica Hungarica* **38/4**, 293–319.
- BARABÁS A. 2010: A délkelet-dunántúli hidrogenetikus uránércletelepek földtani környezete és összehasonlító értékelésük. — *Doktori értekezés*, Pécs 170 p.
- BEYSSAC O., GOFFÉ B., CHOPIN C. & ROUZAUD N. 2002: Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. — *Journal of Metamorphic Geology* **20**, 859–871.
- BEYSSAC, O., BOLLINGER, L., AVOUAC, J-P. & GOFFÉ, B. 2004: Thermal metamorphism in the lesser Himalaya of Nepal determined from Raman spectroscopy of carbonaceous material. — *Earth and Planetary Science Letters* **225**, 233–241.
- BEYSSAC, O., GOFFÉ, B., PETITET, J.-P., FROIGNEUX, E., MOREAU, M. & ROUZAUD, J.-N. 2003: On the characterization of disordered and heterogeneous carbonaceous materials by Raman spectroscopy. — *Spectrochimica Acta Part A*, **59**, 2267–2276.
- BJØRLYKKE, K. 2014: Relationships between depositional environments, burial history and rock properties. Some principal aspects of diagenetic process in sedimentary basins. — *Sedimentary Geology* **301**, 1–14.
- BLENKINSOP, T. 2000: *Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks*. — Kluwer Academic Publishers, Dordrecht 150 p.
- BOS, B. & SPIERS, C. J. 2001: Experimental investigation into the microstructural and mechanical evolution of phyllosilicate-bearing fault rock under conditions favouring pressure solution. — *Journal of Structural Geology* **23**, 1187–1202.
- BOS, B., PEACH, C. J. & SPIERS, C. J. 2000a: Slip behavior of simulated gouge-bearing faults under conditions favoring pressure solution. — *Journal of Geophysical Research* **105**, 16699–16717. (DOI:10.1029/2001JB000301)
- BOS, B., PEACH, C. J. & SPIERS, C. J. 2000b: Frictional–viscous flow of simulated fault gouge caused by the combined effects of phyllosilicates and pressure solution. — *Tectonophysics* **327**, 173–194.
- ERNST, W. G. 1963: Significance of phengitic micas from low-grade schist. — *The American Mineralogist* **48**, 1357–1373.
- ESQUEVIN, J. 1969: Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. — *Bulletin du Centre de Recherches Pau. SNPA* **3**, 147–153.
- FLINN, D. 1962: On folding during three-dimensional progressive deformation. — *Quarterly Journal of the Geological Society* **118**, 385–428.
- FRANCESCHELLI, M., LEONI, L. & MEMMI, I. 1989: B_0 of muscovite in low and high variance assemblages from low grade Verrucano rocks, Northern Apennines, Italy. — *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **69**, 107–115.
- FREY, M. & ROBINSON, D. 1999: *Low-grade metamorphism*. — Blackwell Science, Oxford 313 p.
- GRATIER, J-P., RICHARD, J., RENARD, F., MITTEMPERGHER, S., DOAN, M.-L., DI TORO, G., HADIZADEH, J. & BOULLIER, A.-M. 2011: Aseismic sliding of active faults by pressure solution creep: Evidence from the San Andreas Fault Observatory at Depth. — *Geology* **39**, 1131–1134.

- GUIDOTTI, C. V. 1984. Micas in metamorphic rocks. — In: BAILEY, S. W. (ed.): *Micas. Reviews in Mineralogy 13*. — Mineralogical Society of America, Chelsea, 357–468.
- GUIDOTTI, C. V. & SASSI, F. P. 1976: Muscovite as a petrogenetic indicator mineral in pelitic schists. — *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen* **127**, 97–142.
- GUIDOTTI, C. V. & SASSI, F. P. 1986: Classification and correlation of metamorphic facies series by means of muscovite b_0 data from low-grade metapelites. — *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen* **153**, 363–380.
- HADIZADEH, J., MITTEMPERGHER, S., GRATIER, J. P., RENARD, F., DI TORO, G., RICHARD J. & BABAIE, H. A. 2012: A microstructural study of fault rocks from the SAFOD: Implications for the deformation mechanisms and strength of the creeping segment of the San Andreas Fault. — *Journal of Structural Geology* **42**, 246–260.
- HILCHIE, L. J. & JAMESON, R. A. 2014: Graphite thermometry in a low-pressure contact aureole, Halifax, Nova Scotia. — *Lithos* **208–209**, 21–33.
- HU, S., EVANS, K., CRAW, D., REMPEL, K., BOURDET, J., DICK, J. & GRICE, K. 2015: Raman characterization of carbonaceous material in the Macraes orogenic gold deposit and metasedimentary host rocks, New Zealand. — *Ore Geology Reviews* **70**, 80–95.
- JABOYEDOFF, M., BUSSY, F., KÜBLER, B. & THELIN, P. 2001: Illite „crystallinity” revisited. — *Clays and Clay Minerals* **49/2**, 156–167.
- JEFFERIES, S. P., HOLDSWORTH, R. E., SHIMAMOTO, T., TAKAGI, H., LLOYD, G. E. & SPIERS, C. J. 2006: Origin and mechanical significance of foliated cataclastic rocks in the cores of crustal-scale faults: Examples from the Median Tectonic Line, Japan. — *Journal of Geophysical Research* **111**, 17 p. (DOI:10.1029/2005JB004205)
- JIANG, W.-T., PEACOR, D. R., ÁRKAI, P., TÓTH, M. & KIM, J. W. 1997: TEM and XRD determination of crystallite size and lattice strain as a function of illite crystallinity in pelitic rocks. — *Journal of Metamorphic Geology* **15**, 267–281.
- JUDIK, K., RANTITSCH, G., RAINER, T. M., ÁRKAI, P. & TOMLJENOVIC, B. 2008: Alpine metamorphism of organic matter in metasedimentary rocks from Mt. Medvednica (Croatia). — *Swiss Journal of Geosciences* p. 12 (DOI: 10.1007/s00015-008-1303-z)
- KLUG, H. E. & ALEXANDER, L. E. 1974: *X-ray Diffraction Procedures*. — Wiley-Interscience, New York 996 p.
- KONRÁD Gy. & HÁMOS G. 2006: A magyarországi nagy aktivitású radioaktív hulladéktároló telephely kijelölésének földtani szempontjai és az eddigi kutatások eredményei. — *Acta Geographica ac Geologica et Meteorologica* **1**, 33–38.
- KONRÁD Gy. & SEBE K. 2010: Fiatal tektonikai jelenségek új észlelései a Nyugat-Mecsekben és környezetében. — *Földtani Közlöny* **140/2**, 445–468.
- 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.
- KOROKNAI, B., ÁRKAI, P., HORVÁTH, P. & BALOGH, K. 2008: Anatomy of a transitional brittle–ductile shear zone developed in a low-T meta-andesite tuff: A microstructural, petrological and geochronological case study from the Bükk Mts. (NE Hungary). — *Journal of Structural Geology* **30**, 159–176.
- KOUKETSU, Y., MIZUKAMI, T., MORI, H., ENDO, S., AOYA, M., HARA, H., NAKAMURA, D. & WALLAIS, S. 2014: A new approach to develop the Raman carbonaceous material geothermometer for low-grade metamorphism using peak width. — *Island Arc* **23**, 33–50.
- KÜBLER, B. 1964: La cristallinité de l’illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. — In: Étages tectoniques. Colloque de Neuchâtel 1966, À la Baconnière, Neuchâtel, 105–121.
- KÜBLER, B. & JABOYEDOFF, M. 2000: Illite crystallinity. — *Earth and Planetary Sciences* **331**, 75–89.
- LAHFID, A., BEYSSAC, O., DEVILLE, E., NEGRO, F., CHOPIN, C. & GOFFÉ, B. 2010: Evolution of the Raman spectrum of carbonaceous material in low-grade metasediments of the Glarus Alps (Switzerland). — *Terra Nova* **22**, 354–360.
- MÁTHÉ Z. 1986: A Horváthertelend–1 számú fúrás földtani dokumentációja. — *Kézirat*, MECSEKÉRC Zrt. Adattár.
- MÁTHÉ Z. & VARGA A. 2012: „Ízesítő” a permiai Bodai Agyagkő Formáció öskörnyezeti rekonstrukciójához: kőszó utáni pseudomorfózák a BAT–4 fúrás agyagkőmintáiban. — *Földtani Közlöny* **142/2**, 201–204.
- MERRIMAN, R. J., ROBERTS, B., & PEACOR, D. R. 1990: A transmission electron microscope study of white mica crystallite size distribution in mudstone to slate transitional sequence, North Wales, UK. — *Contribution to Mineralogy and Petrology* **106**, 27–40.
- MÉSZÁROS E., VARGA A., SCHUBERT F. & MÁTHÉ Z. 2015: A Horváthertelend–1 fúrásban feltárt paleozoos finomtörmelék képződmény archív vékonycsiszolatainak közettani vizsgálati eredményei (Nyugat-Mecsek). — *Földtani Közlöny* **145/3**, 215–228.
- MIYASHIRO, A. 1994: *Metamorphic Petrology*. — UCL Press, London 404 p.
- MORAD, S., KETZER, J. M. & DE ROS, L., F. 2000: Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliclastic rocks: Implications for mass transfer in sedimentary basins. — *Sedimentology* **47**, 95–120.
- NAGY, Á. & M. TÓTH, T. 2012: Petrology and tectonic evolution of the Kiskunhalas-NE fractured CH-reservoir. S-Hung. — *Central European Geology* **55/1**, 1–22.
- NEMANICH, R. J. & SOLIN, S., A. 1979: First- and second-order Raman scattering from finite-size crystals of graphite. — *Physical Review B* **20/2**, 392–401.
- NIEMEIJER, A. R. & SPIERS, C. J. 2005. Influence of phyllosilicates on fault strength in the brittle–ductile transition: insights from rock analogue experiments. — In: BRUHN, D., BURLINI, L. (eds), *High-strain Zones: Structure and Physical Properties*. — Geological Society, London, **245**, 303–327.
- PADAN, A., KISCH, H. J. & SHAGAM, R. 1982: Use of the Lattice Parameter b_0 of Dioctahedral Illite/Muscovite for the Characterization of P/T Gradients of Incipient Metamorphism. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **79**, 85–95.
- PASSCHIER, C. W. & TROUW, R. A. J. 2005: *Microtectonics*. — Springer-Verlag Berlin Heidelberg 364 p.
- RAHL, J., ANDERSON, K., BRANDON, M. & FASSOULAS, C. 2005: Raman spectroscopic carbonaceous material thermometry of low-grade metamorphic rocks: Calibration and application to tectonic exhumation in Crete, Greece. — *Earth and Planetary Sci. Letters* **240/2**, 339–354.
- RAMSEY, J. G., & HUBER, M. I. 1983: *The Techniques of Modern Structural Geology I: Strain*. — Academy Press, London, 307 p.
- SASSI, F. P. 1972: The petrological and geological significance of the b_0 values of the potassic white micas in low-grade metamorphic rocks. An application to the Eastern Alps. — *Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen* **18/2**, 105–113.

- SASSI, F. P. & SCOLARI, A. 1974: The b_0 Value of the Potassic White Micas as a Barometric Indicator in Low-Grade Metamorphism of Pelitic Schists. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* **45**, 143–152.
- SCHLEICHER, A. M., TOURSCHER, S. N., VAN DER PLUIJM, B. A. & WARR, L. N. 2009: Constraints on mineralization, fluid-rock interaction, and mass transfer during faulting at 2–3 km depth from the SAFOD drill hole. — *Journal of Geophysical Research* **114**, 12 p. (DOI:10.1029/2008JB006092)
- STEWART, M., HOLDSWORTH, R. E. & STRACHAN, R. A. 2000: Deformation processes and weakening mechanisms within the frictional-viscous transition zone of major crustal-scale faults: insights from the Great Glen Fault Zone, Scotland. — *Journal of Structural Geology* **22**, 543–560.
- STIPP, M. & KUNZE, K. 2008: Dynamic recrystallization near the brittle-plastic transition in naturally and experimentally deformed quartz aggregates. — *Tectonophysics* **448**, 77–97.
- STIPP, M., STÜNITZ, H., HEILBRONNER, R. & SCHMID, S. M. 2002: Dynamic recrystallization of quartz: correlation between natural and experimental conditions. — *Geological Society, London, Special Publications* **200**, 171–190.
- SZEDERKÉNYI T. 1997: Tiszai egység (Tisia összetett terep) magyarországi részének metamorf képződményei és korrelációjuk. — In: HAAS J. (szerk.): *Fülöp József emlékkönyv*. — Akadémiai Kiadó, Budapest 298 p.
- TUCKER, M., E. 2001: *Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*. — Blackwell Science, Oxford, 262 p.
- TUINSTRÁ, F. & KOENIG, J. L. 1970: Raman spectrum of graphite. — *Journal of Chemical Physics* **53/3**, 1126–1130.
- VELDE, B. 1965: Phengite micas: synthesis, stability and natural occurrence. — *American Journal of Science* **263**, 886–913.
- WALLIS, D., LLOYD, E. G., PHILLIPS, J. R., PARSONS, J. A. & WALSHAW, D. R. 2015: Low effective fault strength due to frictional-viscous flow in phyllonites, Karakoram Fault Zone, NW India. — *Journal of Structural Geology* **77**, 45–61.
- WARR, L. N. & RICE, A. H. N. 1994: Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data. — *Journal of Metamorphic Geology* **12**, 141–152.
- WIEDERKEHR, M., BOUSQUET, R., ZIEMANN, M. A., BERGER, A. & SCHMID, S. M. 2011: 3-D assessment of peak-metamorphic conditions by Raman spectroscopy of carbonaceous material: an example from the margin of the Lepontine dome (Swiss Central Alps). — *International Journal of Earth Sciences* **100/5**, 1029–1063.
- YUI, T. F., HUANG, E. & XU, J. 1996: Raman spectrum of carbonaceous material: a possible metamorphic grade indicator for low-grade metamorphic rocks. — *Journal of Metamorphic Geology* **14**, 115–124.

Kézirat beérkezett: 2016. 04. 04.