

## A felső-paleozoikumi Turonyi Formáció (Szlavóniai–Drávai-terrénum) pelites kőzeteinek ásványtani és kőzettani jellemzői

VARGA Andrea<sup>1</sup>, RAUCSIK Béla<sup>2</sup>, KOVÁCS KIS Viktória<sup>3</sup>, SZAKMÁNY György<sup>1</sup>

<sup>1</sup> ELTE FFI Kőzettani és Geokémiai Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány P. sétány 1/C, e-mail: raucsikvarga@freemail.hu; gyorgy.szakmany@geology.elte.hu

<sup>2</sup> Pannon Egyetem, AKLI Föld- és Környezettudományi Tanszék, 8200 Veszprém, Egyetem u. 10, e-mail: raucsik@almos.vein.hu

<sup>3</sup> MTA Műszaki Fizikai és Anyagtudományi Kutatóintézet, 1121 Budapest, Konkoly Thege M. út 29–33, e-mail: kis@mfa.kfki.hu

### *Mineralogical and petrological characteristics of mudrocks from the Upper Palaeozoic Turony Formation (Slavonia–Drava unit)*

#### Abstract

In this paper, the results of mineralogical and petrological studies of very low-grade metapelitic sedimentary rock types (i.e. slate and metasiltstone) of the Upper Palaeozoic Turony Formation from southern Transdanubia (western flank of the Villány Mountains, SW Hungary) are presented. The studied Turony samples are predominantly composed of albite, quartz, illite±muscovite, chlorite (mixed chlorite–smectite) and haematite. Additionally, calcite, dolomite and rare albitized K-feldspar and smectite also occur. Moreover, there are some accessory minerals such as opaque grains (e.g. pyrite), tourmaline, zircon, monazite, rutile and apatite. The mineralogical composition of these rocks suggests a relatively felsic provenance area and reflects the cumulative effects of the early and subsequent burial diagenetic processes (such as albitization) in an open system, illitization and chloritization during warm and arid climatic conditions in a playa lake.

*Keywords:* X-ray powder diffraction, SEM/TEM, provenance, albitization, metamorphism, Villány Mountains

#### Összefoglalás

Munkánkban a felső-paleozoikumi Turonyi Formáció (Villányi-hegység nyugati szárnya) nagyon kisfokú metamorf pelites kőzettípusainak (agyagpala és metaaleurolit) ásványtani és kőzettani jellemzését végeztük el. Eredményeink alapján a Turonyi Formáció kőzeteit elsősorban albit, kvarc, illit±muszkovit, klorit (klorit/szmektit kevert szerkezet), hematit; kis mennyiségben kalcit és dolomit, illetve alárendelten albitosodott kálicföldpát és szmektit alkotja. Akcesszóriaként opak ásványok (pl. pirit), turmalin, cirkon, monacit, rutil és apatit fordul elő. Az ásványos összetétel alapján a Turonyi Formáció üledékképződésekor — száraz és meleg éghajlati viszonyok mellett — a sóstavi (playa) környezetbe uralkodóan felzikus törmelékanyag szállítódott. A vizsgált kőzetek jelenlegi ásványos összetétele a korai diagenetikus, illetve betemetődési diagenetikus folyamatok (nyílt rendszerben végbement albitosodás, illitesedés, kloritosodás) hatását tükrözi.

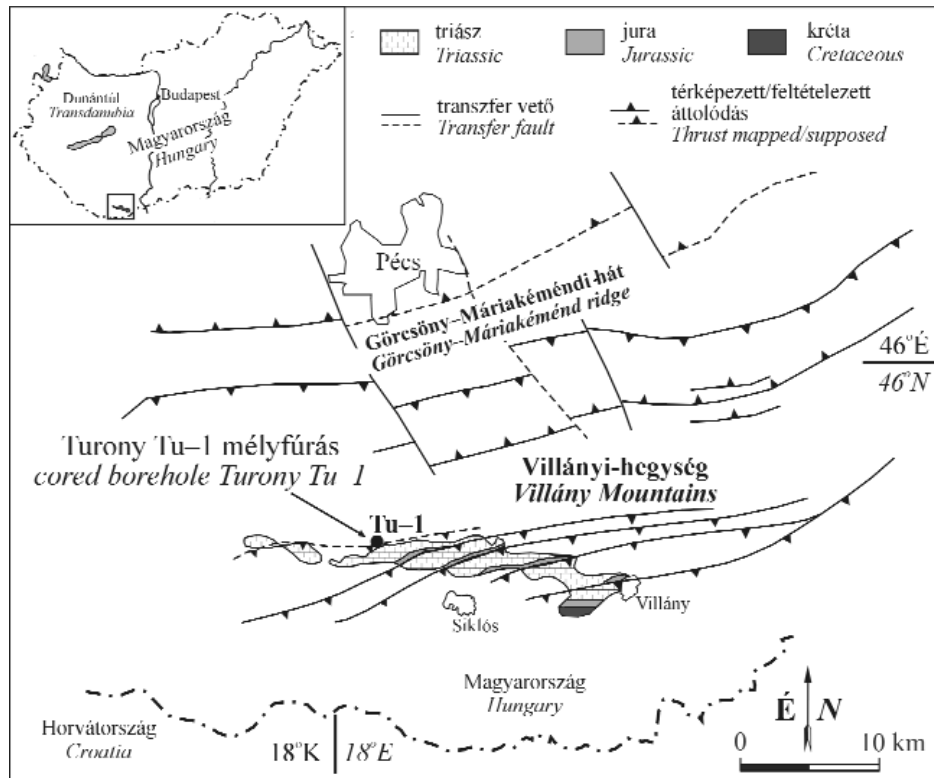
*Tárgyszavak:* röntgen-pordiffrakció, SEM/TEM, lehordási terület, albitosodás, metamorfózis, Villányi-hegység

#### Bevezetés

A magyarországi litosztratigráfiai egységek leírása alapján a paleozoikumi (késő-karbon–kora-perm, stephani–asseli; esetleg devon) Turonyi Formációt (Szlavóniai–Drávai-terrénum, Villányi-zóna) „ibolyabarna” színű, selymes fényű, szericites, palás vagy vékonyréteges, finomszemcsés homokkő, közbetelepülő homokos dolomit és agyagmárga rétegek alkotják. A törmelékes rétegsor tavi vagy síkparti fáciest képvisel, amelyben növényi lenyomatok, őskétélű lábnyomok, esetleg esőcseppnyomok őrződtek meg (BARABÁSNÉ STUHL 1997). A Turonyi

Formáció rétegsora a felszínen nem fordul elő, kizárólag a Villányi-hegység északi előterében a Mecseki Ércbányászati Vállalat által 1962-ben mélyített mélyfúrásból, a Turony Tu–1 (a továbbiakban Tu–1) fúrásból ismert, amely a kőzetegyüttest 1169,2–1452,0 m közötti szakaszán harántolta (1–2. ábra). Fekvéje ismeretlen, fedőjében — tektonikusan — a Korpádi Homokkő Formáció képződésményei találhatóak (KOVÁCS 1967; BARABÁSNÉ STUHL 1988; FÜLÖP 1994). Napjainkra a fúrás kőzetanyaga — sajnálatos módon — szinte teljesen megsemmisült.

A Turonyi Formáció kőzetegyüttesét a Tu–1 fúrás első földtani dokumentálásakor JÁMBOR Áron és SZEDERKÉNYI



1. ábra. A Villányi-hegység egyszerűsített földtani térképe a mintagyűjtés helyének feltüntetésével (CSONTOS et al. 2002; VARGA et al. 2007)

Figure 1. Generalized geological map of the Villány Mts and sample locality (CSONTOS et al. 2002; VARGA et al. 2007)

Tibor a felső-permi Bodai Aleurolit Formációba sorolta (KASSAI 1976, BARABÁSNÉ STUHL 1988; FÜLÖP 1994). Ez a képződmény az uránkutatók szempontjából érdektelen volt, ezért a rövid makroszkópos leírás után a törmelékes kőzetek vizsgálatát nem végezték el. A Tu-1 fúrás reambulációs szedimentológiai, őslénytani, ásvány-kőzettani vizsgálatakor BARABÁSNÉ STUHL (1975a, 1975b, 1988) felső-karbon–alsó-permi őskétlű lábnyomokat talált a rétegsorban, ezért a Magyar Rétegtani Bizottság 1986-ban önálló kőzetrétegtani egységként különítette el. BARABÁSNÉ STUHL (1988) alapján a Turonyi Formáció és a Bodai Aleurolit Formáció elkülönítésének alapvető szempontjait az 1. táblázatban foglaltuk össze. A két

formáció részletes ásványtani és kőzettani összehasonlítása azonban nem történt meg, mert az utóbbi képződményt ekkor még érdemben nem vizsgálták (FAZEKAS in BARABÁSNÉ STUHL 1988).

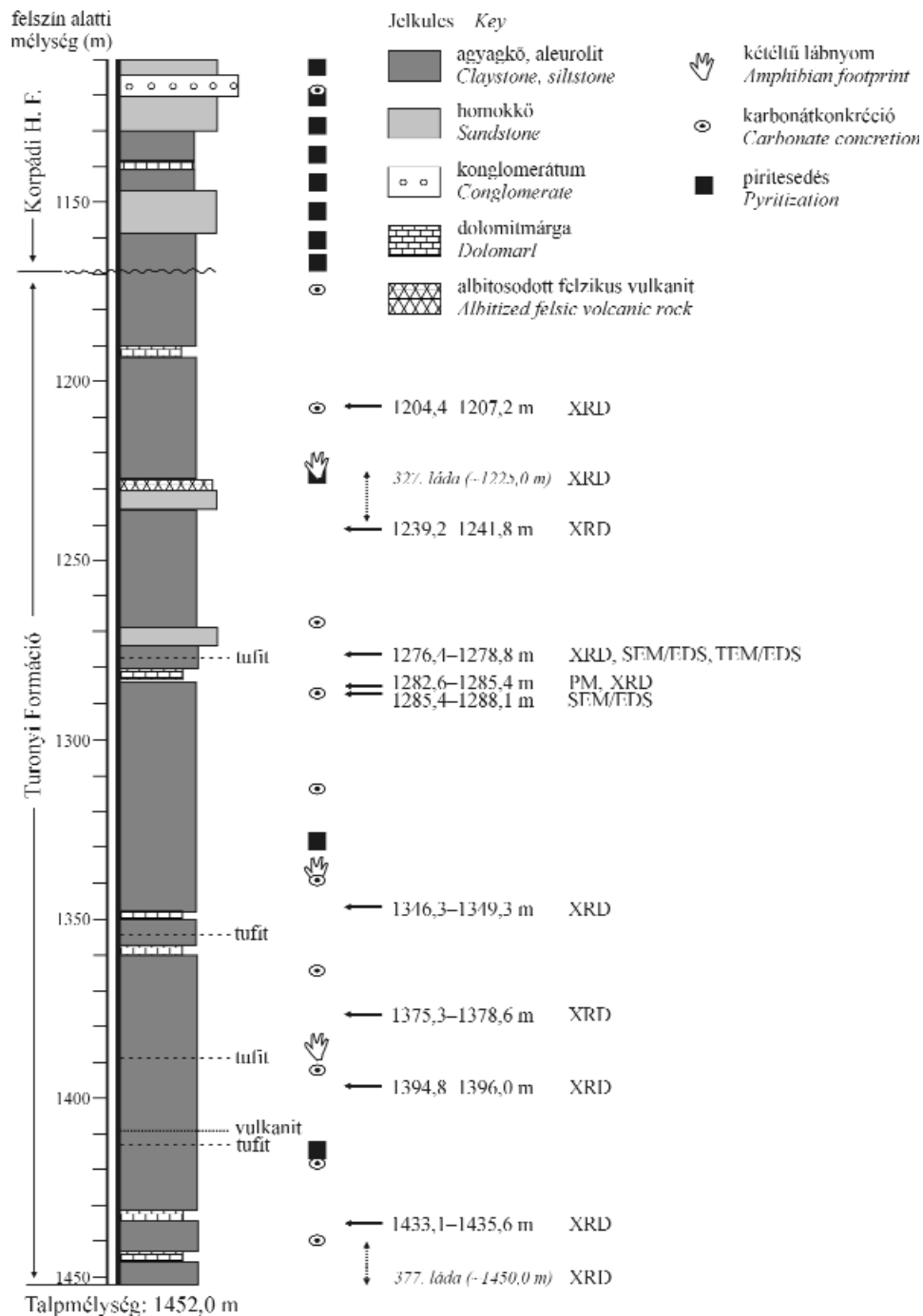
A Turonyi Formáció pontos korbesorolását sajnos BARABÁSNÉ STUHL (1988) kutatási eredményei sem tették lehetővé. A kapott őslénytani eredmények rendkívül bizonytalanok, továbbá ellentmondóak. A jelenleg elfogadott álláspont (stephani) arra az *Anthichnium salamandroides* őskétlű lábnyomra épül, amelyet HAUBOLD (in BARABÁSNÉ STUHL 1988) azonosított. Ezt a lábnyomot azonban KOZUR (in BARABÁSNÉ STUHL 1988) más — asseli korú — fajnak határozta meg. A formáció kis átmérőjű fúrómagjaiból olyan töredékes növénymaradványok is előkerültek, amelyek devon, esetleg alsó-karbon ősharasztoktól származhatnak (BARABÁSNÉ STUHL 1988). A rendkívül bizonytalan rétegtani helyzetre BARABÁSNÉ STUHL (1988) is felhívta a figyelmet, aki hangsúlyozta, hogy a „jövöbeni esetleges újabb megismerések módosíthatják vagy teljesen meg is változtathatják a formáció jelenleg alkalmazott korbesorolását”.

Munkánkban — az OTKA T 034924 témához kapcsolódva, az ELTE Kőzettani és Geokémiai Tanszékén folyó doktori program keretein belül — a Turonyi Formáció pelites kőzeteinek ásványtani, kőzettani és geokémiai vizsgálatát végeztük el. Kutatásunk elsődleges célja a bizonytalan rétegtani helyzetű Turonyi Formáció részletes jellemzése volt annak reményében, hogy a kapott adatokat — a dél-dunántúli paleozoikumai törmelékes sorozaton

1. táblázat. A Turonyi Formáció és a Bodai Aleurolit Formáció makroszkópos bélyegei BARABÁSNÉ STUHL (1988) alapján

Table 1. Macroscopical features of Turony and Boda Siltstone Formations after BARABÁSNÉ STUHL (1988)

Turonyi Formáció	Bodai Aleurolit Formáció
uralkodóan homokkő	uralkodóan aleurolit (vegyi üledék?)
„ibolyabarna” színű, zöld karbonátos betelepülésekkel	vörösbarna színű, vörösbarna dolomit betelepülésekkel
fényes, selymes megjelenésű, jól rétegzett, palás	rétegzetlen, vagy vastagpados, vagy szemcsésen–szegletesen szétcsész
erősen csillámos (szericit)	csillámot nem, vagy alig tartalmaz
sok ősmaradványt és szerves nyomot tartalmaz	szerves, szervesetlen nyom nem található



**2. ábra.** A Turonyi Formáció egyszerűsített rétegsora a mintavételi pontok és az alkalmazott vizsgálati módszerek feltüntetésével a Tu-1 fúrásban

Rövidítések: H. F. = homokkő formáció; XRD = röntgen-pordiffrakció; PM = petrográfiai mikroszkópia; SEM = pásztázó elektronmikroszkópia; TEM = transzmissziós elektronmikroszkópia; EDS = energiadiszperzív analízis

**Figure 2.** Generalized lithological column of the Turonyi Formation with the sampling points and used methods in borehole Tu-1

Abbreviations: H. F. = sandstone formation (Hungarian abbreviation); XRD = X-ray powder diffraction; PM = petrographic microscopy; SEM = scanning electron microscopy; TEM = transmission electron microscopy; EDS = energy dispersive spectroscopy

belül — petrográfiai és geokémiai korrelációra használjuk fel. Tanulmányunkban a Turonyi Formáció pelites kőzeteinek ásványtani és kőzettani jellegzetességeit ismertetjük, hogy ezzel megalapozzuk a későbbi geokémiai korrelációt.

### Mintagyűjtés, vizsgálati módszerek

A Turonyi Formáció földtani alapszelvényének tekintett Tu-1 fúrás kőzetanyagának jelentős része napjainkra megsemmisült, ezért a fúrás 1204,4–1435,6 m közötti szakaszából 9 archivált kőzetminta, valamint további két —

pontos mélységadat nélküli — fúrómagminta ásványtani és kőzettani vizsgálatát végeztük el (2. *ábra*). A petrográfiai megfigyelések az 1282,6–1285,4 m mélységközből származó aleurolit–finomszemcsés homokkő polarizációs mikroszkópos vizsgálatára épültek.

10 minta röntgen-pordiffrakciós vizsgálata a Pannon Egyetem Mérnöki Karának Föld- és Környezettudományi Tanszékén készült. A felvételeket Philips PW 1710 típusú készülékkel,  $\text{CuK}_\alpha$  sugárforrással, hajlított grafitgykristály-monokromátor és proporcionális számláló detektor alkalmazásával készítettük (csőáram: 40 mA, csőfeszültség: 50 kV, résrendszer:  $1^\circ$ – $1^\circ$ , goniométerssebesség:  $0,035^\circ/\text{s}$ ). A minták ásványos összetételének meghatározásához a porított kőzetmintákból három mérésorozatot készült: (1) teljes minta, orientálatlan diffrakciós felvétel, ún. „rázós” mintatartóban; (2)  $<2 \mu\text{m}$  szemcseméretű frakció vizsgálata, desztillált vizes ülepítést és ultrahangos kezelést követően, légszáraz minta; (3) a 2. sorozat mintáiról etilén-glikolos kezelést (4 órán keresztül,  $80^\circ\text{C}$ -on) követően készített felvételek. Az alapfelvétel szerint kalcitot tartalmazó mintákat a  $<2 \mu\text{m}$ -es frakció vizsgálata előtt 5 tömegszázalékos, szobahőmérsékletű ecetsav-oldattal kezeltük. A rétegszilikátokat a bázisreflexiók helyzete alapján különítettük el. A  $14 \text{ \AA}$ -ös, nem expandáló ásványt („kloritot”) tartalmazó mintáknál finomabb részrendszert és kisebb felvételi sebességet ( $0,005^\circ/\text{s}$ ) alkalmaztunk, hogy a klorit 002 csúcsa nagyobb biztonsággal elkülöníthető legyen más fázisok (kaolinit, szerpentin-ásványok)  $7 \text{ \AA}$ -ös bázisreflexiójától. A rétegek közti tér domináns kationjának meghatározásához a klorittartalmú mintákat 350, 450, 550 és  $640^\circ\text{C}$ -on hőkezeltük, majd a lehűlésig exszikkátorban tároltuk (BAILEY 1988). A  $<2 \mu\text{m}$  szemcseméretű, ülepített, légszáraz mintákon ÁRKAI (1983) alapján az illit kristályosság fokát (IC) szintén meghatároztuk. Az adott paraméterek mellett a félértékszélesség adatok szórása  $\text{IC}=0,347 \Delta^\circ 2\theta$  esetén  $s=0,036 \Delta^\circ 2\theta$  ( $n=10$ ).

Az agyagkövek jellemzését a Pannon Egyetem Mérnöki Karának Szilikát- és Anyagmérnöki Tanszékén két minta környezeti scanning elektronmikroszkópos (ESEM) vizsgálatával egészítettük ki (elemző: ORAVETZ Dezső). Az 1276,4–1278,8 m-es mélységből vett mintáról a szekunder elektronképeket (SEI) Philips XL30 ESEM készülékkel, nagyvákuumú üzemmódban, 25 kV-os gyorsítófeszültséggel készítettük. A mintafelület vezetővé tételét katódporlasztással (Balzers SCD020 katódporlasztó) felvitt Au–Pd (10–20 nm) réteggel biztosítottuk. A környezeti szekunder elektronképeken (GSEI) bemutatott ásványok félmenyiségi összetételének meghatározásához — kezeletlen mintafelületen (1276,4–1278,8 m-es, illetve 1285,4–1288,1 m-es mélységből vett minták) — környezeti üzemmódban, EDAX energiadisziperzív röntgenanalizátorral, 20 kV-os gyorsítófeszültséggel pontanalízist végeztünk (a gerjesztési körte mérete  $\sim 5 \mu\text{m}$  átmérőjű gömbi térfogattal közelíthető). A kémiai összetétel tömeg-, illetve atomszázalékos megadásához Albite#4 Amelia (CM Taylor Corp.) albit-standardot használtunk.

Az 1276,4–1278,8 m-es mélységből vett minta agyagfrakciójának kémiai és szerkezeti jellemzéséhez — a

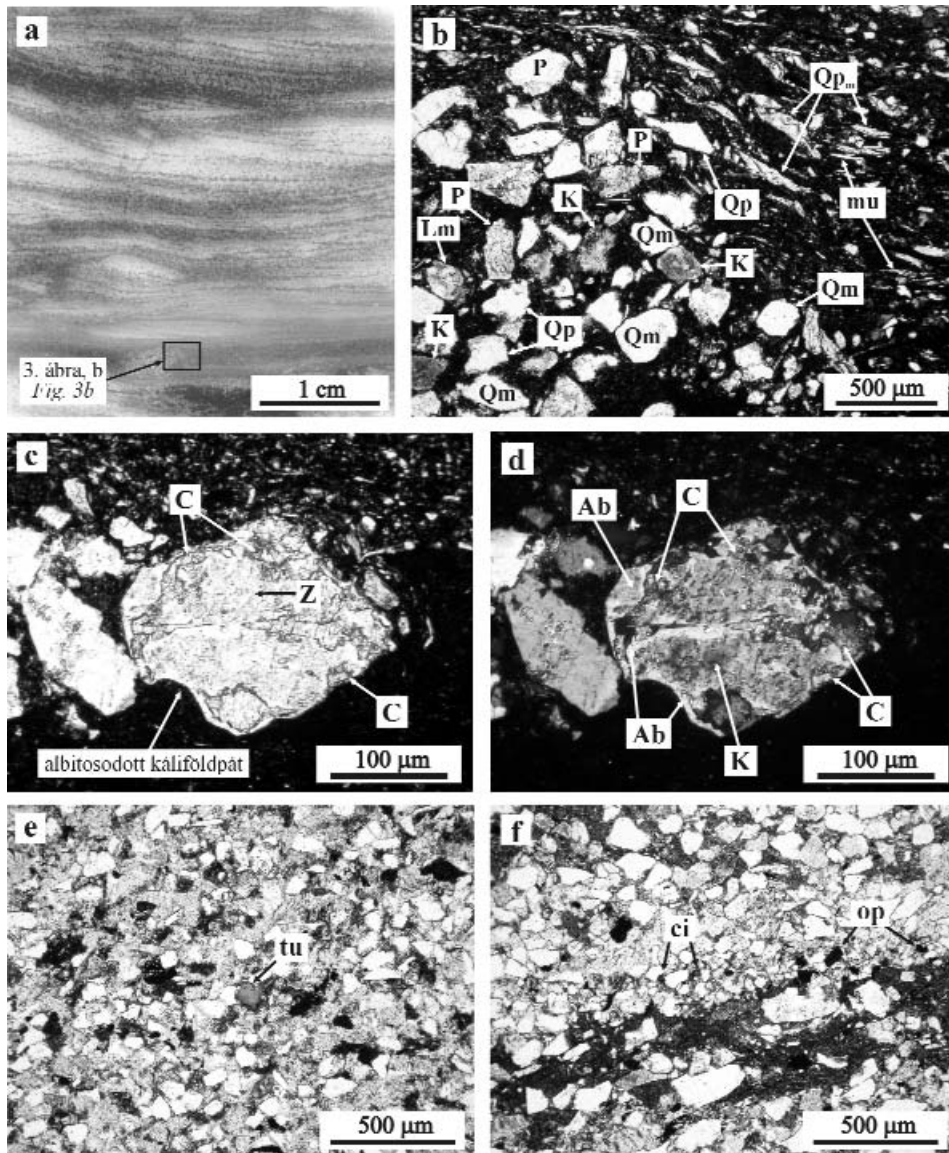
$<2 \mu\text{m}$  szemcseméretű frakció felhasználásával — transzmissziós elektronmikroszkópos (TEM) vizsgálatot is végeztünk. Az elektronmikroszkópos vizsgálatokhoz a mintát alkoholban lágyan porítottuk, majd az így keletkezett híg szuszpenzióból egy cseppet az amorf szénnel, illetve formvar lyukhártyával borított mintahordozó rézrostélyra helyeztünk. A vizsgálatok Philips CM20 transzmissziós elektronmikroszkópon készültek. A szelektált területű elektrondiffrakciós (SAED) felvételeket  $10 \mu\text{m}$ -es szelektáló blendével készítettük, amely  $250 \text{ nm}$ -es szelektált területnek felel meg. A felvételeket Ditabis gyártmányú „Imaging Plate”-ek segítségével rögzítettük (pixelméret:  $17,5 \mu\text{m}$ , felbontás:  $5142 \times 4571$  pixel). Mivel az agyag-ásványok nagy intenzitású elektronsugár alatt szerkezeti változásra, illetve roncsolódásra hajlamosak — a sugárkárosodás megelőzésére — a TEM vizsgálat során kémiletes sugáramot használtunk. A kémiai elemzéseket a Philips CM20 mikroszkópra szerelt, Noran típusú energiadisziperzív röntgenspektrométerrel (EDS) végeztük, amely a bórnál nagyobb rendszámú elemek detektálását teszi lehetővé. A kémiai analízishez  $20 \text{ nm}$  méteres mintavastagságot és  $2,5 \text{ g/cm}^3$  sűrűséget tételeztünk fel. Ezek az értékek finomszemcsés üledékes kőzetekben megjelenő agyagásványokra nézve megfelelőnek tekinthetők, az ezektől való reális eltérések nem jelentékenyek. A pontanalízisekhez az anyag nagyfokú sugárérzékenysége miatt  $40 \text{ nm}$  méteres átmérőjű (félértékszélességű) gerjesztősugarat alkalmaztunk. A pontanalízist, amennyiben kapcsolódott hozzá, mindig megelőzte a kép, illetve a diffrakciós felvétel készítése.

## A vizsgálatok eredményei és értelmezésük

### Polarizációs mikroszkópos vizsgálat

A vizsgált aleurolit–finomszemcsés homokkőmintában agyagos–hematitos mátrixban elhelyezkedő, orientált opak szemcsékből és rétegszilikátokból (döntően muszkovit, kevés kloritosodott biotit) álló laminák; valamint pátos kalcittal, hematittal és agyagásványokkal cementált, finomszemcsés homok méretű (átlagosan  $100 \mu\text{m}$ , maximálisan  $200 \mu\text{m}$ ), szögletes, illetve gyengén koptatott törmelék-szemcsékből álló laminák és aprószemcsés homok méretű (átlagosan  $200$ – $250 \mu\text{m}$ ) szemcsékből álló lencsék változása figyelhető meg (3. *ábra*, a).

A törmelékes szemcsék kis mérete miatt a kőzettörmelék mennyisége alárendelt. Átalakult káliciföldpátból, kvarcból és muszkovitból álló metamorf eredetű kőzettörmelékek felismerhetők (3. *ábra*, b), azonban ezek pontosabb meghatározása nem lehetséges. Az ásványtörmelékek közül legnagyobb mennyiségben a határozott kioltású, illetve unduláló monokristályos kvarc (Qm) fordul elő, azonban polikristályos szemcsék (Qp) szintén azonosíthatók. A Qp közül olyan megnyúlt, sok alkristályból álló, irányítottan elhelyezkedő szemcsék (Qp<sub>m</sub>) is megjelennek,



**3. ábra.** Az 1282,6–1285,4 m-ből vett minta petrográfiai jellegzetességei.

a) keresztlaminált aleurolit-finomszemcsés homokkő; b) aprószemcsés homok méretű ásványtörmelék az aleurolitban (1N); c–d) barna zárványokat (Z) tartalmazó albitosodott kálföldpátszemcsé mikrites kalcit-helyettesítéssel (C) (1N és +N); e) turmalin a finomszemcsés homokkőben (1N); f) nehézásványok dúsulása a finomszemcsés homokkőben (1N). További rövidítések: Lm = metamorf kőzettörmelék; Qm = monokristályos kvarc; Qp = polikristályos kvarc; Qp<sub>m</sub> = átkristályosodott polikristályos kvarc; P = plagioklász; K = kálföldpát; Ab = albit; mu = muszkovit; tu = turmalin; ci = cirkon; op = opak szemcsék

**Figure 3.** Petrographic characteristics of the sample from depth interval of 1282.6–1285.4 m.

a) cross-laminated siltstone to very fine-grained sandstone; b) fine-grained sand-sized mineral fragments in siltstone (plane polarized light); c–d) albitized K-feldspar grain with brownish inclusions (Z) and micritic calcite (C) replacement (plane polarized light and crossed nicols). e) tourmaline in very fine-grained sandstone (plane light); f) concentration of heavy minerals in very fine-grained sandstone (plane polarized light). Other abbreviations: Lm = metamorphic rock fragment; Qm = monocrystalline quartz; Qp = polycrystalline quartz; Qp<sub>m</sub> = recrystallized polycrystalline quartz; P = plagioclase; K = K-feldspar; Ab = albite; mu = muscovite; tu = tourmaline; ci = zircon; op = opaque grains

amelyek metamorf átkristályosodás bélyegeit tükrözik (3. ábra, b). A helyenként poliszintetikusan ikresedett plagioklászszemcsék lehetnek üdék, vagy különböző mértékű szericitesedés és kalcitosodás nyomait mutatják (3. ábra, b). A törmelékes kálföldpátszemcsék általában hematit-zárványosak (3. ábra, b); gyakori a nagyobb (250 μm körüli) szemcsék zárványdús, kalcit-helyettesítéses átalakulása, albitosodása (3. ábra, c). Az albitosodott szemcsék kioltása gyakran eltérő a szemcsé belsejében és a hasadási síkok

mentén (blokkos–táblás szektor jellegű), a peremi részen továbbnövekedés figyelhető meg (3. ábra, d). További ásványtörmelékként muszkovitot, kloritot és nehézásványokat (opak ásványok, turmalin, cirkon, rutil, apatit) figyelhetünk meg, amelyek gyakran az agyagos és a homokos laminák határán dúsulnak (3. ábra, e–f).

Az átalakult törmelékes kálföldpát optikai jellegzetességei kis hőmérsékletű, diagenetikus albitosodásra utalnak (KASTNER & SIEVER 1979; GOLD 1987; SAIGAL et al.

1988; MILLIKEN 1989). Ez a folyamat általában a mikrorepedések és az iker- vagy hasadási síkok mentén kezdődik. A részlegesen albitosodott földpátnban az oldódás–kicsapódás mechanizmus következtében gyakran mikropórusok figyelhetők meg (GOLD 1987; MILLIKEN 1989; LEE & LEE 1998). SAIGAL et al. (1988) eredményei szerint az albitosodott káliföldpát barna zárványosságát (Z) üregekben gazdag (vakuolás) autigén albit okozza (3. ábra, c). Az átalakulás során keletkezett albit jellegzetes, blokkos-táblás szektorkioltást mutat, ami sem az elsődleges magmás vagy metamorf fázisok albitjára, sem a karlsbadi-iker típusra nem jellemző (GOLD 1987). A törmelékes szemcsén belül lejátszódó albitosodást a szemcsék közötti pórus térben — a szemcsék pereméhez kapcsolódva — tiszta, zárványmentes autigén albit megjelenése kísérheti (3. ábra, c–d). Azokban a pelites üledékekben, amelyekben a törmelékes földpátokat agyagos mátrix veszi körül, az albit továbbnövekedés nem, vagy csak alárendelten jelenik meg (LEE & LEE 1998).

### Röntgen-pordiffrakciós vizsgálat

A teljes kőzetmintákból készült alapfelvételek eredményeit felhasználva (II. táblázat) a Turonyi Formáció agyagköveiben az albit, a kvarc, a 10 Å-ös rétegszilikátok (illit±muszkovit) és a klorit uralkodó részaránya figyelhető meg. A minták többségében a kalcit és a hematit mennyisége szintén jelentős. Bizonyos mintákban a klorit, a kalcit és a hematit járulékos vagy mellékes elegyrészként fordul elő, amelyhez kaolinit társulhat. Ez utóbbi ásvány azonosítása a teljes kőzetből készült diffraktogramok alapján azonban bizonytalan. Néhány minta kimutatható mennyiségű káliföldpátot tartalmaz, valamint egy mintában (1433,1–1435,6 m) kis mennyiségben dolomit jelenik meg (II. táblázat). A vizsgált aleurolitminták ásványos összetétele az agyagkövekéhez hasonló, azonban ezek a minták

— a petrográfiai megfigyeléssel ellentétben — kimutatható mennyiségű káliföldpátot nem tartalmaznak, ami alátámasztja a káliföldpátok albitosodását. Az 1282,6–1285,4 m-es mélységek közötti származó aleurolitminta albit- és kalcittartalma jelentős, ettől eltérően az 1394,8–1396,0 m-ből vett minta rétegszilikátokban gazdag (illit±muszkovit és klorit), kalcitot azonban nem tartalmaz. Figyelemre méltó, hogy a vizsgált turonyi pelitek diffraktogramjain nem jelentkezik alapvonal-emelkedés, ami az amorf anyag — azaz a hosszútávon rendezetlen fázisok — teljes hiányát jelzi.

A minták <2 µm-es frakciójában (4. ábra) — litológiai és rétegtani helyzettől függetlenül — a 10 Å-ös rétegszilikátok (illit±muszkovit) mennyisége a legjelentősebb (70–90%). A klorit relatív mennyisége 10–30% közötti, továbbá egy minta nyomnyi mennyiségű szmektitet tartalmaz (II. táblázat). Az illit kristályossági foka (IC) 0,319–0,442 °2θ között változik (átlagosan 0,35 °2θ), ami egyértelműen az anchizónának, illetve két mintában a diagenetikus–anchizóna határ (0,390–0,435 °2θ) környezetének felel meg (ÁRKAI 1983; WEAVER 1989; FREY & ROBINSON 1999).

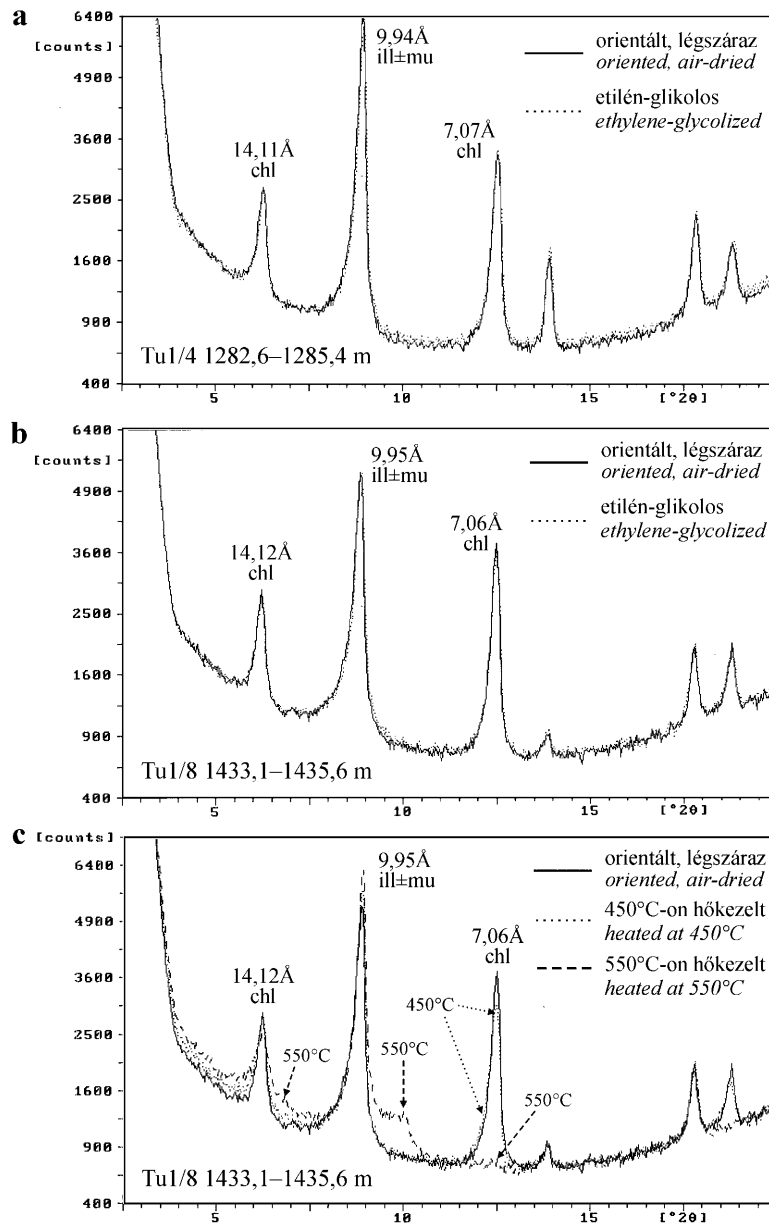
A minták <2 µm-es frakciójában — az XRD vizsgálat során — a klorit kevert rétegszerkezet bélyegeit tükrözi. A légszáraz felvételhez képest az etilén-glikolos kezelés hatására nem figyelhető meg változás (4. ábra, a–b). A 450 °C-os hőkezelést követően azonban a 7,06 Å-ös csúcs intenzitása számottevően, a 14,12 Å-ös csúcs intenzitása csekély mértékben, illetve egyáltalán nem csökkent (4. ábra, c). Az 550 °C-os hőkezelés után a két reflexió eltűnt, vagy diffúz jellé alakult; miközben a 6,5–7,5 °2θ és 9,5–10,0 °2θ tartományban egy-egy diffúz csúcs jelent meg (4. ábra, c). Ezek a megfigyelések a szabálytalanul közberétegzett klorit/szmeztit kevert szerkezetű rétegszilikát tulajdonságaival párhuzamosíthatók („swelling chlorite” fázis; WEAVER 1989). A 9,5–10,0 °2θ tartományban

**II. táblázat.** A teljes kőzetminták röntgen-pordiffrakciós vizsgálatának eredménye és a <2 µm-es frakció félmennyiségi ásványos összetétele  
**Table II.** Results of X-ray powder diffraction analysis of the bulk rock samples and semi-quantitative mineral composition (%) of the <2 µm fraction

Turonyi Formáció (Turony Tu-1 fúrás)	A teljes kőzetminták ásványos összetétele		A <2 µm-es frakció félmennyiségi összetétele			A <2 µm-es illit jellemzése
	uralkodó ásványok (lényeges elegyrészek)	járulékos és mellékes elegyrészek	ill±mu	chl	sme	IC
			~%			°2θ
1204,4–1207,2 m (A)	q, ab, chl > ill±mu	hem, kfp (ny), cc (ny)	80	20	–	0,442
327. láda (~1225 m) (A)	q, ab, chl > ill±mu, hem, cc	kao (?)	80	20	–	0,328
1239,2–1241,8 m (A)	ill±mu, chl > q, ab, cc	hem, kfp (ny)	85	15	–	0,343
1276,4–1278,8 m (A)	q, ab > ill±mu, hem	chl, cc (ny), kao (?)	85	15	–	0,335
1282,6–1285,4 m (AL)	q, ab > ill±mu, hem, cc	chl, kao (?)	90	10	–	0,359
1346,3–1349,3 m (A)	ill±mu, chl > q, ab, hem, cc	kao (?)	80	20	–	0,339
1375,3–1378,6 m (A)	ill±mu > q, ab	cc, chl, kao (?), hem	85	15	–	0,319
1394,8–1396,0 m (AL)	q, ill±mu, chl > ab	hem, kao (?)	80	20	–	0,334
1433,1–1435,6 m (A)	ill±mu > q, ab	chl, hem, kfp (ny), cc, do (?), kao (?)	70	30	–	0,319
377. láda (~1450 m) (A)	q, ab, chl > ill±mu, hem, cc	kao (?)	80	20	ny	0,382

Rövidítések: A = agyagkő; AL = aleurolit; q = kvarc; ab = albit; kfp = káliföldpát; ill±mu = illit±muszkovit; cc = kalcit; do = dolomit; hem = hematit; chl = klorit; kao = kaolinit; sme = szmektit; ny = nyomnyi mennyiség; ? = bizonytalan meghatározás; IC = illit kristályossági index.

Abbreviations: A = claystone; AL = siltstone; q = quartz; ab = albite; kfp = K-feldspar; ill±mu = illite±muscovite; cc = calcite; do = dolomite; hem = hematite; chl = chlorite; kao = kaolinite; sme = smectite; ny = trace amount; ? = ambiguous determination; IC = illite crystallinity index.



**4. ábra.** A vizsgált minták <2 μm-es frakciójának jellegzetes röntgen-pordiffraktogramjai. a) aleurit, Tu-1 1282,6–1285,4 m; b–c) agyagkő, Tu-1 1433,1–1435,6 m. A légszáras felvételhez képest az etilén-glikolos kezelés hatására nem figyelhető meg változás (a–b)

Rövidítések: ill±mu = illit±muszkovit; chl = klorit; 450 °C = 450 °C-os hevítést követő felvétel; 550 °C = 550 °C-os hevítést követő felvétel

**Figure 4.** Typical XRD patterns of the <2 μm fraction of the studied samples. a) siltstone, Tu-1 1282.6–1285.4 m; b–c) claystone, Tu-1 1433.1–1435.6 m. XRD pattern of the ethylene-glycolized sample is the same as that of the air-dried one (a–b)

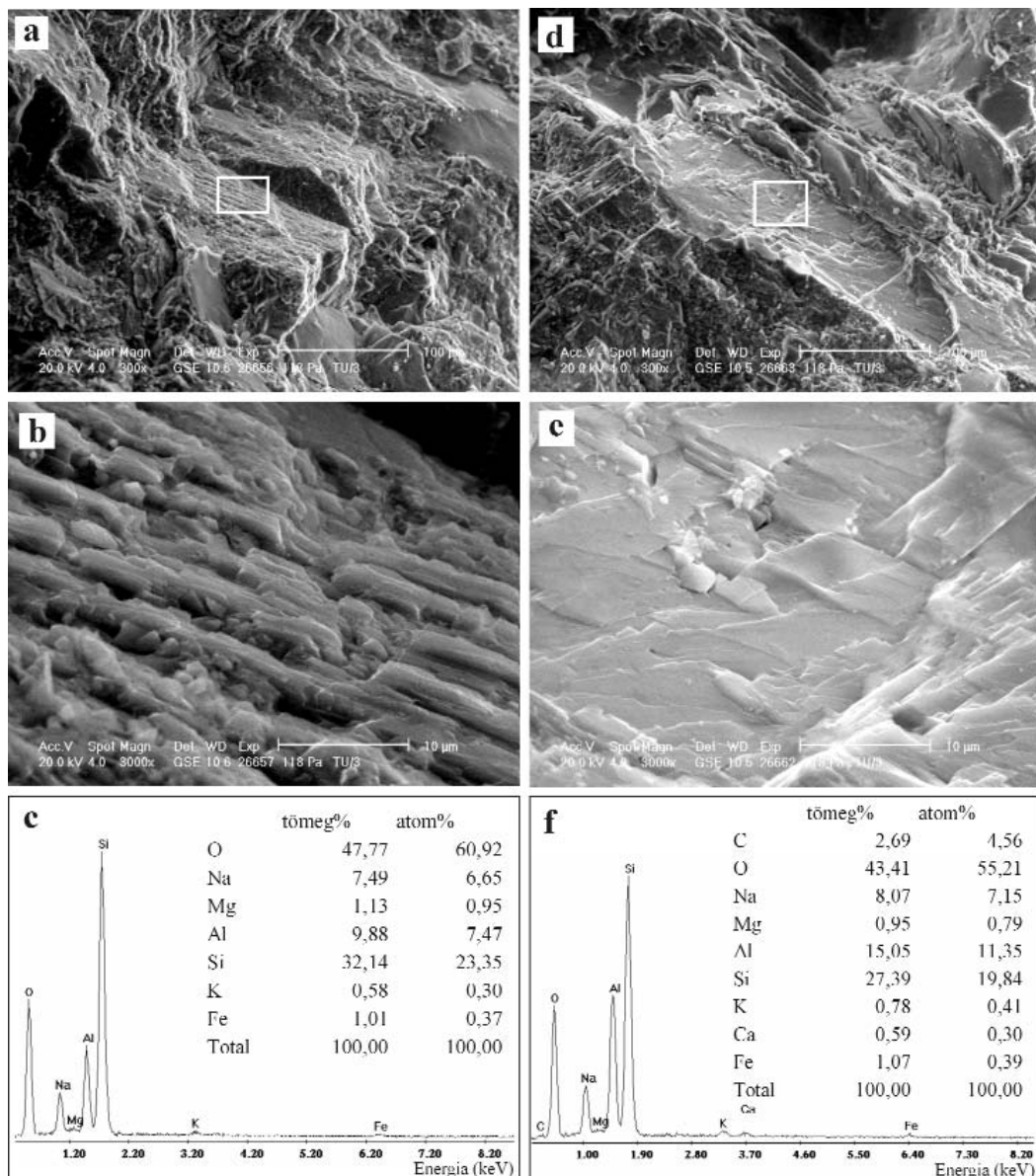
Abbreviations: ill±mu = illite±muscovite; chl = chlorite; 450 °C = heated at 450 °C; 550 °C = heated at 550 °C

jelentkező csúcs vermikulit komponens jelenlétére is utalhat.

#### Elektronmikroszkópos vizsgálatok

A környezeti SEM felvételek alapján a hematittal cementált agyagkőben a plagioklász üde; átalakulás sem a peremi részen, sem a hasadási síkok mentén nem látható (5. ábra, a–b, d–e). A kezeletlen, friss törési felületen végzett kémiai elemzés alapján az O, a Si, az Al és a Na tömeg-

százalékos mennyisége a meghatározó; a vizsgált mintatérfogatokban alárendelten Mg, Fe, K, Ca és C szintén kimutatható volt (5. ábra, c és f). Figyelembe véve, hogy a sztöchiometrikus összetételű albit ( $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ) tömegszázalékos elemösszetétele 8,8% Na, 10,3% Al, 32,0% Si és 48,9% O; továbbá, hogy a vizsgált szemcsék nem (5. ábra, c), vagy karbonát formájában (5. ábra, f) tartalmaznak Ca-ot, a Turonyi Formáció plagioklászszemcséi az albit szélsőtag kémiai összetételének felelnek meg. Ez — a petrográfiai és a röntgen-pordiffrakciós vizsgálat ered-



5. ábra. Az autigén albitszemcsék környezeti szekunder elektronképei (GSEI; a-b és d-e), továbbá energiadiszperzív röntgenspektrumi a tömeg- és atomszázalékos összetétel feltüntetésével (c és f). Az alsó fénykép a felső fotón fehér téglalappal jelölt területnek felel meg

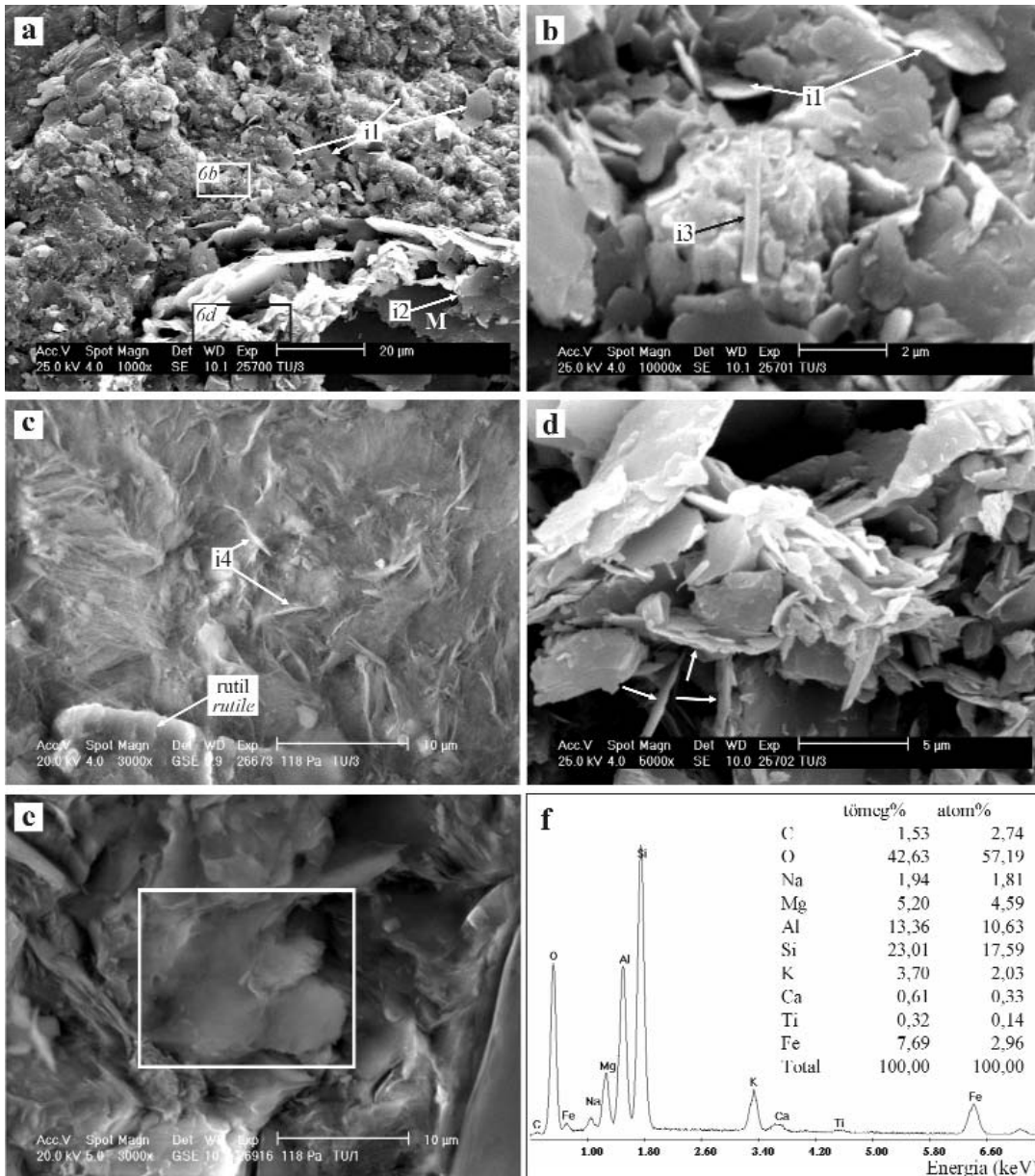
Figure 5. Gaseous secondary electron image (GSEI) micrographs of authigenic albite (a-b and d-e) and EDS spectra (c-f) with the elemental compositions (wt% and at%). The area outlined by the white box in the upper photo is shown in the lower photo

ményével együtt — alátámasztja az autigén eredetet (KASTNER & SIEVER 1979). A Fe, a K és a Mg a cementet alkotó hematit, illit, illetve klorit komponenseként értelmezhető. Nem zárható ki azonban az sem, hogy a K a diagenetikusan albitosodott szemcsé kálföldpát-reliktmához kapcsolódik.

A vizsgált mintákban az elsősorban cementként, illetve átalakulási terméként megjelenő autigén illit négy jól elkülöníthető morfológiai típusba sorolható. A leggyakoribb, jól fejlett, lemezes kristályok (1. típus) átlagos mérete 10  $\mu\text{m}$  körüli (6. ábra, a-b). Az illitlemezek szegélye nem, vagy csak kismértékben hullámos. A helyenként felismerhető görbült élek alapján ez a diagenetikus illit a betemetődés során a

szemcséket bevonó, illetve póruskitöltő szmektit átalakulásával jöhetett létre (WEAVER 1989). A fibrózus, szálak illitkristályok (2. típus) leggyakrabban a változó méretű (maximálisan  $\sim 200 \mu\text{m}$ ), helyenként hajlított, törmelékeny eredetű muszkovitlemezek szabálytalan alakú élein figyelhetők meg (6. ábra, a; 7. ábra, a-b), azok késői diagenetikus átkristályosodása következtében alakulhattak ki (WEAVER 1989; WORDEN & BURLEY 2003). Az elsődleges póruskitöltő autigén illit 1–2  $\mu\text{m}$  hosszú, léces termetű kristályokat (3. típus; 6. ábra, b), illetve szálak halmazokat (filamentumok, 4. típus) alkot (6. ábra, c). Az autigén illit filamentumszerű morfortípusa WEAVER (1989) alapján nyomásoldódási üreg póruskitöltéseként értelmezhető.





**6. ábra.** Pásztazó elektronmikroszkópi (SEM) felvételek a diagenetikus rétegszilikátokról

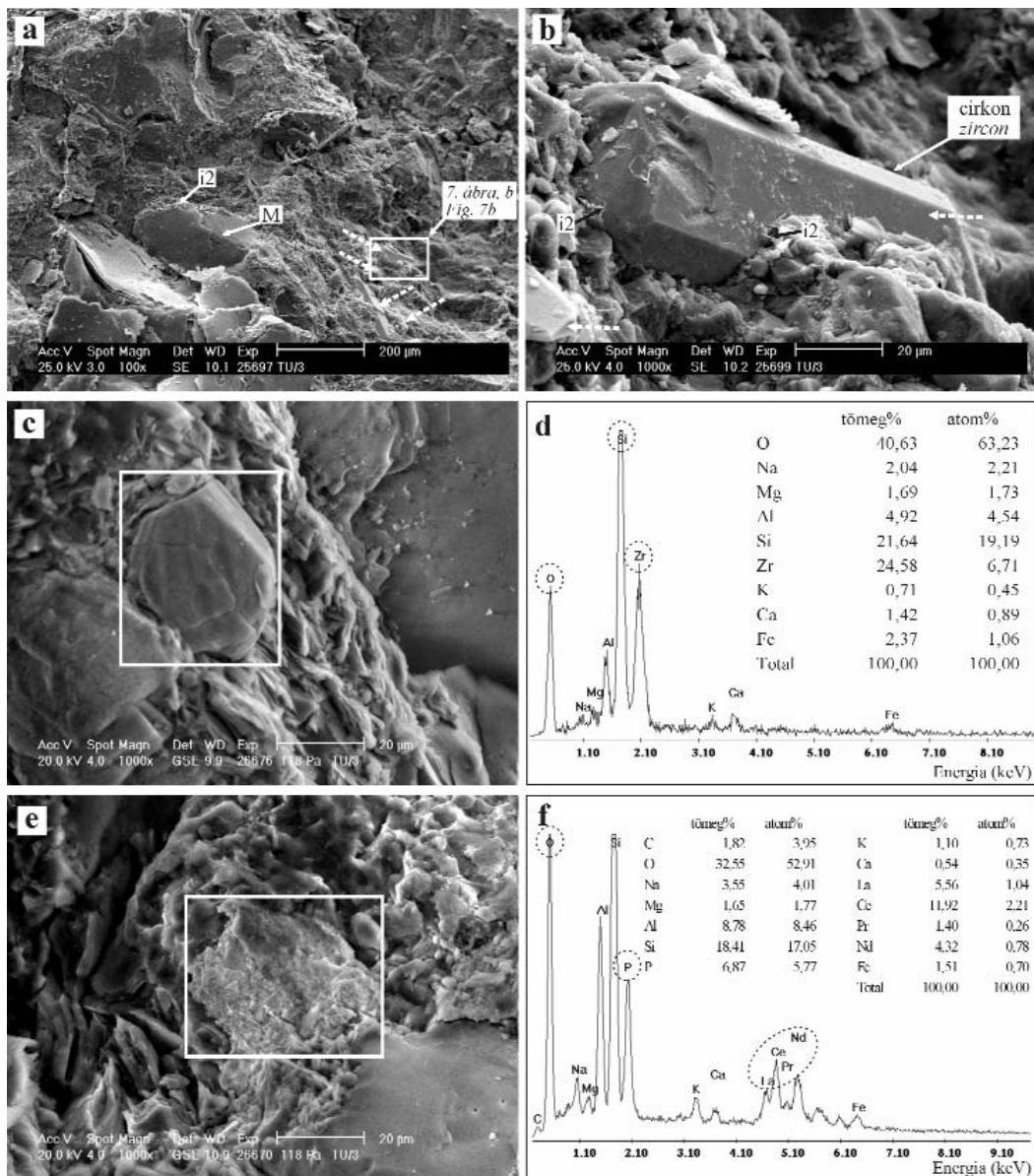
a) Szekunder elektronkép (SEI) a jól fejlett lemezes illitkristályokról (~10 µm, i1), illetve a törmelékes muszkovitlemezek (M) élén megjelenő fibrózus illitről (i2); b) SEI felvétel a léces termetű illitről (i3); c) GSEI felvétel a filamentumos illitről (i4); d) SEI felvétel egy él-lap érintkezésű, klorit-szmektit kevert szerkezetű rétegszilikát kristályhalmazáról (nyilak); e-f) „Káposztafej” szerkezetű klorit (fehér téglalappal jelölt terület) és környezetének GSEI felvétele, továbbá energiadiszipatív röntgenspektruma a tömeg- és atomszázalékos összetétel feltüntetésével

**Figure 6.** Scanning electron microscope (SEM) micrographs illustrating the diagenetic phyllosilicates

a) Secondary electron image (SEI) micrograph of authigenic illite showing well-developed plates of the illite crystals (~10 µm, i1), and fibrous illite (i2) growing on the edge of platy detrital muscovite (M); b) SEI micrograph of lath-shaped illite (i3); c) GSEI photomicrograph of filamentous illite (i4); d) SEI micrograph of mixed chlorite-smectite showing the edge-to-face arranged nature of the crystals (arrows); e-f) GSEI micrograph of chlorite in the form of small cabbagehead structures (area outlined by the white box) and its surroundings with the EDS spectrum and elemental compositions (wt% and at%)

A diagenetikus rétegszilikátok között helyenként olyan kétdimenziós „kártyavárszerű” kristályhalmazok is megfigyelhetők, amelyekben 1–5 µm-es, él-lap érintkezésű egyedi kristálytáblák különíthetők el (6. ábra, d). A kis méret következtében ezek kémiai összetétele az alkalmazott SEM/EDS módszerrel nem határozható meg kellő pontossággal, azonban morfológiai alapon ez a póruskitöltő ásványfázis valószínűleg klorit/szmektit kevert szerkezetű

rétegszilikát, illetve klorit (WEAVER 1989; ANJOS et al. 2003; WORDEN & MORAD 2003). A korábban bemutatott röntgenpordiffrakciós adatok szintén a szabálytalanul közberétegzett klorit/szmektit kevert szerkezetű rétegszilikát jelenlétét erősítik meg (4. ábra). Alárendelt mennyiségben póruskitöltő klorit kialakulását sugallja a kisméretű „káposztafej” szerkezetű (cabbagehead) kristályhalmaz, amely társaságában kalcit (Ca és C), illit (K, Al és Si), albit



### 7. ábra. SEM felvételek az akcessóriákról

a-b) Nehézásványok dúsulása (szaggatott nyilak), SEI. Rövidítések: M: törmelékes muszkovit; i2: autigén fibrózus illit; c-d) Az [110] prizma és az [101] piramis kombinációjából felépülő cirkonkristály (fehér téglalappal jelölt terület) GSEI felvétele, továbbá energiadiszperzív röntgenspektruma a tömeg- és atomszázalékos összetétel feltüntetésével; e-f) Monacit (fehér téglalappal jelölt terület) GSEI felvétele, továbbá energiadiszperzív röntgenspektruma a tömeg- és atomszázalékos összetétel feltüntetésével

### Figure 7. SEM micrographs illustrating the accessories

a-b) Enrichment of heavy minerals (dashed arrows), SEI. Abbreviations: M detrital muscovite; i2 authigenic fibrous illite; c-d) GSEI micrograph of zircon dominated by faces of the [110] prism and [101] pyramide (area outlined by the white box) and its EDS spectrum with the elemental compositions (wt% and at%); e-f) GSEI micrograph of monazite (area outlined by the white box) and its EDS spectrum with the elemental compositions (wt% and at%)

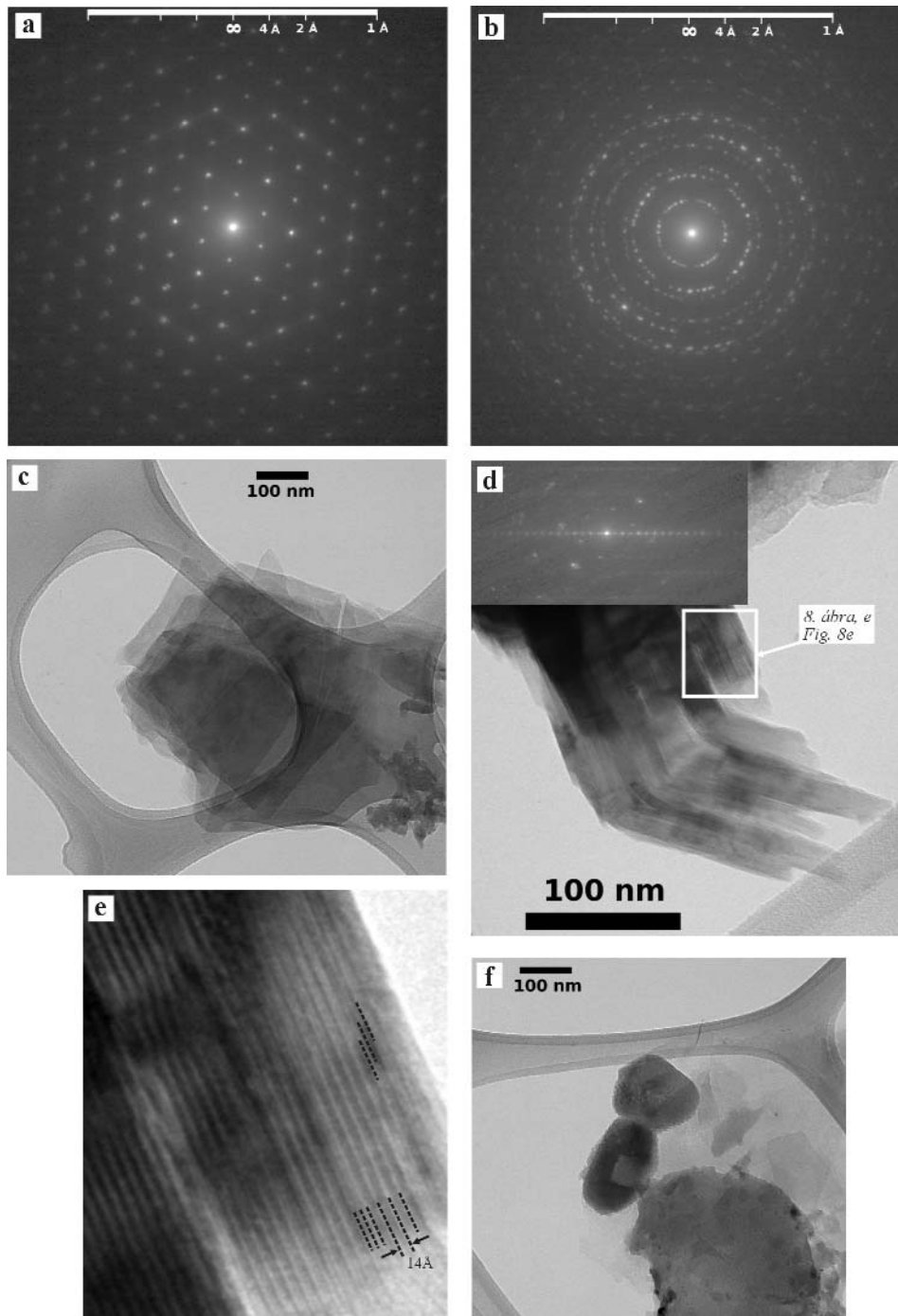
(Na, Al és Si) és hematit (Fe, Ti) valószínűsíthető (6. ábra, e-f). Az autigén kloritváltozatok közül a „káposztafej” szerkezetű klorit Fe-tartalma a legkisebb (WEAVER 1989). Ez a morfológia általában a Mg-gazdag autigén kloritra jellemző, amely képződése evaporitos környezetben kialakult kőzetekre jellemző (WEAVER 1989, WORDEN & BURLEY 2003).

A SEM/EDS analízis segítségével a vizsgált pelitekben piritet, cirkont, rutilt és monacitot sikerült azonosítani. Az elszórta megjelenő pirit minden esetben jól fejlett, sajátalakú vagy félig sajátalakú, ~400 µm-es, hexaédres

kristályokat alkot, ami késői diagenetikus (hematit redukciója) — esetleg utólagos, hidrotermális — eredetre utal (WORDEN & BURLEY 2003). A rutil és a cirkon általában sajátalakú, illetve — törmelékes eredet (nehézásvány frakció) tükrözve — törött kristályegyedek formájában jelenik meg (7. ábra, a-d), azonban rétegszilikátok átalakulásához kapcsolódva néhány µm-es, xenomorf kristályok szintén elkülöníthetők (6. ábra, c). A lemezes, korrodált megjelenésű monacit akcesszórius nehézásvány átalakulását tükrözheti, vagy rétegszilikát (pl. biotit) átalakulásakor, az elsődleges ásvány nyomelemtartalmának

szételegyedésével jöhetett létre (7. ábra, e–f). Az energia-diszperzív röntgenspektrumokon a cirkon ( $Zr[SiO_4]$ ) és a monacit ( $CePO_4$ ; a Ce helyén La, Pr és Nd helyettesítéssel) összetételének megfelelő csúcsok túl — az ásványok méreténél nagyobb gerjesztési térfogat következtében — a környező ásványfázisok összetételi csúcsai szintén megjelennek (7. ábra, d és f).

A  $<2 \mu\text{m}$ -es frakció TEM vizsgálata a röntgenpordiffrakciós mérésekkel egybehangzóan az illit túlsúlyát mutatja (8. ábra, a–c). Az EDS mérések szerint az illit 18–19 at% Si-ot, 13–14 at% Al-ot, 3–4 at% K-ot, továbbá mérhető, de nyomnyi mennyiségű magnéziumot és vasat tartalmaz. Kalcium a szemcsékben nem mérhető, a mért kationokhoz számolt oxigén 61–62 at%. Az illit esetenként



**8. ábra.** TEM felvételek a  $2 \mu\text{m}$  alatti frakcióról

a–b) illit  $hk0$ , SAED felvétel; c) illit lemezkék halmaza, világos látóterű felvétel; d) klorit, világos látóterű felvétel, a bal felső sarokban ugyanerről a szemcséről készült diffrakciós felvétellel. A bekeretezett terület mutatja kinagyítva az e) ábra; f) sajátalakú apatitkristályok, világos látóterű felvétel

**Figure 8.** TEM micrographs of the  $<2 \mu\text{m}$  fraction

a–b) illite  $hk0$  SAED pattern; c) aggregate of illite platelets, BF image; d) chlorite, BF image, with the SAED pattern in the upper left corner. The marked area is enlarged on figure e); f) idiomorphic apatite crystals, BF image

a nagyobb laterális mérete és/vagy a  $hk0$  rétegek közege rendezett egymásutánisága miatt egykristály-közeli diffrakciót mutat (8. ábra, a), máskor a laterálisan kisebb kiterjedésnek és/vagy a  $c$  irányú rendezetlenségnek köszönhetően polikristályos, turbosztatikus szerkezetű (8. ábra, b). Szignifikáns összetételbeli különbséget a két eset között nem mérünk. A magnézium nyomnyi mennyisége a turbosztatikus szerkezettel együtt alárendelt mennyiségű közberétegzett szemkittre utalhat, ami megerősíti a — morfológiai alapon feltételezett — szemkitt illitesedését.

Az illit mellett kis mennyiségben vas-, illetve magnéziumgazdag fázis is előfordul. A 8. ábra  $d$  és  $e$  felvételén egy ilyen összetételű (12 at% Si és Al, 7 at% Fe, 8 at% Mg, illetve nyomnyi mennyiségű K és Na) rétegszilikátot látunk a  $c^*$ -ra merőleges vetületben. A szemcse összetétele és a diffrakciós felvétel mérhető 14 Å-ös periódus kloritral utal; a 14 Å-ös szerkezetbe helyenként néhány rétegnyi 7 Å-ös egységek ékelődnek (8. ábra, e).

A TEM vizsgálat során a rétegszilikátok mellett 100–200 nm-es apatitkristályokat is azonosítottunk, amelyek összetételére a F:P = 1:3 arány a jellemző (8. ábra, f).

## Diszkusszió

A dél-dunántúli újpaleozoos képződmények között bizonytalan rétegtani helyzetű Turonyi Formáció pelites kőzeteinek ásványtani eredményeit akkor használhatjuk fel formációk közötti összehasonlításra — amely e bizonytalan helyzet pontosítását eredményezhetné —, ha a rendelkezésre álló adatokat üledékképződés–diagenézis–metamorfózis keretbe illesztjük.

### Üledékképződési környezet és elsődleges szemcseösszetétel

Jelenlegi ismereteink szerint a Turonyi Formáció kialakulásának első lépésekor az uralkodóan kvarc (részben vulkáni eredetű), továbbá kevés plagioklász, lebontott vulkanit és kálföldpát anyagú törmelék szemcsék sekély tavi üledékgyűjtőben halmozódtak fel (FAZEKAS in BARABÁSNÉ STUHL 1988; FÜLÖP 1994; BARABÁSNÉ STUHL 1997). A formáció kőzeteinek szemcseméreti viszonyaival kapcsolatban azonban több ellentmondás tapasztalható.

Annak ellenére, hogy BARABÁSNÉ STUHL (1988, 1997) és FÜLÖP (1994) leírása szerint a formáció elsősorban aleurolittal váltakozó finomszemcsés homokkőből áll, amelyben alárendelten apró–középszemcsés homokkő és dolomitos mészkő betelepülések találhatók, FAZEKAS (in BARABÁSNÉ STUHL 1988) kiemeli a formáció kőzeteinek finomabb átlagos szemcseméretét. A teljes rétegsort átfogó, vékonycsiszolatok leírására alapozott petrográfiai eredményei szerint a kőzetanyag elsősorban meszes–márgás üledék, agyagkő, aleurolit, finomszemcsés homokkő és láva–tufa–tufit betelepülés (FAZEKAS in BARABÁSNÉ STUHL 1988). Ez összhangban van a Tu–1 fúrás rétegsorának első vázlatos leírásával, amelyben KOVÁCS (1967) kiemeli, hogy

a Turonyi Formáció kőzetanyaga elsősorban barna aleurolit és barna dolomitós aleurolit (zöldes árnyalattal), ami kevés finomhomokos betelepülést, illetve dolomitréteget tartalmaz. FAZEKAS (in BARABÁSNÉ STUHL 1988) véleménye szerint azonban a maganyag makroszkópos leírásakor a ténylegesnél durvább szemcseméretűnek dokumentálták a formáció törmelékes kőzeteit, amit feltehetően azok rossz osztályozottsága okozott. Ez utóbbit támasztja alá az a tény, hogy a Tu–1 fúrás archivált maganyagának mintázásakor a formáció törmelékes kőzettípusainak vizsgálatához csak pelites kőzetanyagot sikerült begyűjtenünk. A közép–durvaszemcsés homok, vagy annál nagyobb szemcseméretű törmelék hiányában a lehordási terület pontos kőzetösszetételét petrográfiai vizsgálattal nem határozhatjuk meg. A metamorf kőzettörmelékek és a jelentős mennyiségű törmelékes muszkovit azonban egyértelműen a kristályos aljzat (gneisz, kristályospala, csillámpala) eróziójára utal. Az ősföldrajzi környezet rekonstrukciója szempontjából nagyon fontos FAZEKAS (in FÜLÖP 1994) megállapítása, amely szerint a rétegsor tufa–tufit betelepüléseket, valamint helyenként piroklastikus bélyegekkel rendelkező, mikrofelzites szövetű, átkristályosodott alapanyagú (albitosodott) kvarcporfirt — azaz riolitot — tartalmaz. Ez a formáció forrásterületén egyidős, vagy közel egyidős savanyú vulkáni tevékenységet jelez. A vizsgált minták akcesszórius ásványtársulása (muszkovit, opak ásványok, turmalin, cirkon, rutil, apatit, monacit) megerősíti a felzikus kőzetanyagban (pl. kvarcdús metamorfitek, illetve erősen differenciált magmás kőzetek, riolit) gazdag forrásterületet; a törmelékes eredetű, kloritosodott biotit és az albitosodott kálföldpát szintén utalhat riolit eróziójára. Az agyagfrakcióban azonosított, szabálytalanul közberétegzett klorit/szemkitt kevert szerkezetű rétegszilikát elsősorban bázisos vulkanitok, továbbá a felzikus törmelékanyag Fe-Mg-tartalmú ásványainak (pl. biotit) átalakulása során keletkezik (WEAVER 1989; ANJOS et al. 2003; WORDEN & MORAD 2003). Nem zárható ki ezért az sem, hogy a Turonyi Formáció üledékképződésekor a sekély tavi környezetbe a kontinentális háttér eróziójából származó felzikus törmelékanyag (gneisz/granitoid, kristályospala, csillámpala, savanyú vulkanit) mellett — alárendelt mennyiségben — magmás eredetű, bázisos összetételű kőzettörmelék is szállított.

### Diagenetikus átalakulások

A Turonyi Formáció kőzeteinek jellegzetes „ibolyabarna” színét okozó hematittartalom (*II. táblázat*), a változó méretű (~20 cm-es átmérőt is elérő), gömbhéjas, sugaras szerkezetű dolomitkonkréciók, illetve dolomitrétegek (KOVÁCS 1967; SZEDERKÉNYI in BARABÁSNÉ STUHL 1988), továbbá a Mg-gazdag autigén klorit kialakulása — arid éghajlati viszonyok mellett — oxidatív korai diagenetikus környezetre utalnak. Ilyen feltételek mellett a pórúsvíz  $\text{Na}^+$ -,  $\text{Ca}^{2+}$ -,  $\text{Mg}^{2+}$ - és  $\text{HCO}_3^-$ -ionokban gazdag, továbbá a ferri-vas hidroxidok vagy szeszkvioxidok formájában bevonatot képez a törmelékes ásványokon (EUGSTER & HARDIE 1978;

WORDEN & BURLEY 2003; WORDEN & MORAD 2003). A káliföldpátok albitosodása az aleurolitban, valamennyi minta jelentős albittartalma, továbbá a rétegszilikátok illitesedése egyértelműen a pelitek diagenetikus albitosodását tükrözi, amelyet a közbetelepülő savanyú vulkanit albitosodása is megerősít (FAZEKAS in BARABÁSNÉ STUHL 1988; FÜLÖP 1994). A diagenetikus környezet felvázolásakor figyelembe kell vegyünk továbbá azt is, hogy a konkréciókat és a dolomit betelepüléseket mindig redukciós elszíneződések kísérik, illetve helyenként piritesedés figyelhető meg (KOVÁCS 1967).

KASTNER & SIEVER (1979) modelljét alkalmazva, amelyet kontinentális (nem tengeri), vulkanoklasztban gazdag rendszerekre dolgoztak ki, a vulkáni eredetű törmelék és a tavi környezetből származó pórúsvíz reakciója pH=9–11 kémhatás mellett nagy kovasavtartalmat, továbbá viszonylag nagy Na<sup>+</sup> és K<sup>+</sup> aktivitást eredményez. Az alkáli tavakba (lefolyástalan tó, playa) kerülő üledékben a vulkáni anyag zeolitá, illetve szmektitte vagy kevert szerkezetű agyagásvánnyá alakulhat, továbbá amorf kovasav és opál-A keletkezik. Ilyen környezetben a savanyú és neutrális magmás kőzetek (pl. riolit, vulkáni üveg), továbbá a kvarcdús metamorf kőzetek átalakulása dioktaéderez szmektitet eredményez (WEAVER 1989; MCKINLEY et al. 2003). Ez a betemetődés során már viszonylag kis hőmérsékleten (>70–90 °C) illitesedik; az átalakuláshoz szükséges káliumot leggyakrabban a törmelékes káliföldpát albitosodása szolgáltatja (MCKINLEY et al. 2003; WORDEN & BURLEY 2003). A bázisos vulkáni kőzettörmelék, továbbá a felzikus törmelékanyag Fe-Mg-tartalmú ásványainak (pl. biotit) elsődleges átalakulási terméke arid éghajlati viszonyok között a trioktaéderez szmektit. Ez a betemetődési diagenézis során — bázisos vulkanitok, biotit és Fe-oxihidroxidok feloldódásából származó Fe<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>- és Al<sup>3+</sup>-ionok felhasználásával — klorit/szmettit kevert szerkezetű rétegszilikáton keresztül kloritosodik (WEAVER 1989; ANJOS et al. 2003; WORDEN & MORAD 2003). A lokálisan kialakuló reduktív mikrokozmosz a hematit redukcióján keresztül késői diagenetikus pirit megjelenését eredményezheti (WORDEN & BURLEY 2003). A diagenézis előrehaladtával ezért az elsődleges ásványos összetétel lényegesen módosul: autigén földpát (albit), illit és klorit (esetleg klorit/szmettit kevert szerkezetű ásványfázis) jelenik meg a tavi üledékes kőzetben; az amorf kovasav és az opál-A — opál-CT és kalcedon megjelenésén keresztül — kvarccá alakul (KASTNER & SIEVER 1979; SAIGAL et al. 1988; VAN DE KAMP & LEAKE 1996; LEE & LEE 1998).

A törmelékes kőzetek diagenetikus albitosodása zárt rendszerben (külső Na-forrás nélkül) is lejátszódhat, hiszen azok gyakori törmelékes Na-tartalmú ásványa a plagioklász. A Ca-gazdag plagioklászkomponens feloldódásával az autigén albit mennyisége kevesebb lesz, mint a törmelékes plagioklászé volt, továbbá az átalakulási folyamatot kalcit, illetve kaolinit képződése kísérheti (LEE & LEE 1998). Abban az esetben, ha az albit mennyisége nagyobb, mint az eredeti törmelékes plagioklászé lehetett (pl. pórúskitöltő albitcement, illetve albit továbbnövekedés figyelhető meg; a

káliföldpát albitosodott), a diagenetikus albitosodás külső Na-forrást igényel (VAN DE KAMP & LEAKE 1996; LEE & LEE 1998; R. VARGA et al. 2005). Kontinentális környezetben (folyóvízi, tavi), arid–szemi-arid éghajlati viszonyok mellett Na-tartalmú evaporitok alkothatják a Na-forrást („sós pórúsvíz”), illetve hidrotermális oldatok hatásával magyarázható a diagenetikus albitosodás (VAN DE KAMP & LEAKE 1996). A Na egy része az agyagásványok késői diagenetikus átalakulásából is származhat, ugyanis a betemetődés mértékének növekedésével gyakori folyamat a szmektit illitté vagy klorittá alakulása (WEAVER 1989). Kontinentális környezetben (pl. talajokban) a szmektitek azonban kevés cserélhető Na<sup>+</sup>-ionot tartalmaznak, ezért a reakciót követően felszabaduló Na mennyisége kevesebb, mint tengeri üledékek átalakulásakor (WEAVER 1989; LEE & LEE 1998).

Eredményeink alapján a Turonyi Formáció pelites közeteinek jelenlegi ásványos összetétele — a bemutatott általános diagenetikus modell értelmében — a száraz éghajlaton, alkáli tavi környezetben lejátszódó korai diagenetikus, illetve betemetődési diagenetikus folyamatok (albitosodás, kovásodás, illitesedés, kloritosodás) módosító hatását tükrözi. A Turonyi Formáció pelites közeteinek albitosodása nyílt rendszerben ment végbe, amelyre a káliföldpát albitosodása és az albit továbbnövekedés utal. A formáció törmelékes–karbonátos rétegsorába települő vulkanit nagy Na<sub>2</sub>O-tartalma (4,9%) alapján már FAZEKAS (in BARABÁSNÉ STUHL 1988) is kis mértékű Na-behozattal feltételezett, azonban további következtetéseket nem tett. A jellegzetes közettani bélyegeket (albitosodás, kloritosodás, kovásodás, szericitesedés) nem egymással szorosan összefüggő diagenetikus folyamatokkal, hanem a vulkanitok idős korával próbálta megmagyarázni. Véleménye szerint ezért ezek a savanyú vulkanitok nem azonosíthatók az alsó-permi Gyűrűfői Riolit láváközeteivel, illetve piroklasztitjaival, ezt azonban mintahiány miatt már nem lehet ellenőrizni.

### Metamorfózis

A megnyílt, irányítottan elhelyezkedő, átkristályosodott Qp szemcsék, a hosszútávon rendezetlen fázisok teljes hiánya, továbbá a vizsgált pelitekben az illit kristályossági foka (átlagosan 0,35 °2θ) a Turonyi Formáció közeteinek nagyon kismértékű metamorf átalakulását jelzik. Annak ellenére, hogy a Turonyi Formáció korábbi elnevezése Szalántai Homokkőpala Formáció volt, BARABÁSNÉ STUHL (1988) a réteglapok menti jó elválást, a szericites, „selymes” megjelenést egyszerűen a nyugodt üledékképződéssel (tavi fácies) magyarázta. Véleménye szerint az 1300,0 m-ből vett minta nagy vitrinit-reflexiója (R<sub>0</sub>=3,65%) azt jelzi, hogy a Turonyi Formáció — a felső-karbon Tésenyi Homokkő Formációval együtt — más szerkezeti egységhez tartozik, mint a fedőjében található Korpádi Homokkő Formáció (BARABÁSNÉ STUHL 1988). Ez a szemléletmód tükröződik a formáció litosztratigráfiai ismertetésekor (BARABÁSNÉ STUHL 1997; FÜLÖP 1994), azonban a villányi-hegységi és a hozzá kapcsolódó dráva-medencei területek üledékes karbon képződményeinek bemutatásakor JÁMBOR (1998) —

részletes indoklás nélkül — Turonyi Homokkőpala Formációt említ.

Az illit kristályossági index és a vitrinit-reflexió közötti korreláció alapján az anchizóna kezdetét  $IC=0,42$  °2 $\theta$  és  $R_0=2,25-3,5\%$ , végét  $IC=0,25$  °2 $\theta$  és  $R_0=4,0-5,5\%$  paraméterekkel jellemezhetjük (WEAVER 1989). A korábbi vitrinit-reflexió adat — a bemutatott ásványtani eredményekkel együtt — így egyértelműen a Turonyi Formáció kőzeteinek nagyon kisméretű metamorf átalakulását tükrözi. A metamorfózis hatását nem szabad figyelmen kívül hagyni a Turonyi Formáció litológiai jellegeinek értelmezésekor (pl. kőzetszín, rétegzés–paláság, szericités, „selymes” megjelenés), továbbá a kőzetek elnevezésekor is hangsúlyozni kell. A Turonyi Formáció jellemzésekor ezért a metaomokkő, metaaleurolit, agyagpala, továbbá palás márga kifejezések használatát tartjuk szükségesnek.

#### *A Turonyi Formáció korrelációja — problémafelvétel*

Jelenlegi ismereteink szerint a dél-dunántúli újpaleozoos törmelékes rétegsoron belül — a bizonytalan rétegtani helyzetű Turonyi Formáció metapelites kőzeteihez hasonlóan — egyedül a Bodai Aleurolit Formáció kőzetanyaga alakult ki arid sóstavi üledékképződési környezetben, továbbá esett át hasonló diagenetikus történeten (FÜLÖP 1994; BARABÁS & BARABÁS STUHL 1998; JÁMBOR 1998; ÁRKAI et al. 2000; VARGA et al. 2007). Ez összhangban van a Tu-1 fúrás első földtani dokumentálásakor tett rétegtani besorolással (KASSAI 1976; BARABÁS STUHL 1988; FÜLÖP 1994). A két képződési ásványos összetételének összehasonlítását a hiányos ismeretek eddig nem tették lehetővé (FAZEKAS 1987; FAZEKAS in BARABÁS STUHL 1988), azonban az elmúlt években a Bodai Aleurolit Formáció ásványtani, kőzettani és geokémiai jellemzéséhez kapcsolódó kutatások eredményei lehetővé teszik a formációk közötti összehasonlítást (MÁTHÉ 1998; ÁRKAI et al. 2000; R. VARGA et al. 2005; VARGA et al. 2006).

A Bodai Aleurolit Formáció pelites kőzeteinek ásványos összetételét szintén — a kvarc és a hematit mellett — a diagenetikus eredetű albit, az illit és a klorit határozza meg (MÁTHÉ 1998; ÁRKAI et al. 2000; VARGA et al. 2006). Mind a lehordási terület összetétele (savanyú vulkanit, kristályos aljzat metamorfittjai, alárendelten neutrális–bázisos vulkanit), mind a kontinentális tavi üledékgyűjtő diagenetikus átalakulási folyamatai (albitosodás, illitesedés, kloritosodás) megegyeznek a Turonyi Formáció metapelites kőzeteinek vizsgálata során kapott eredményeinkkel, illetve a felvázolt őskörnyezeti modellel. A munkánk eredményeként rendelkezésre álló ismeretek tükrében szükségessé válik a két formáció elkülönítési szempontjainak pontosítása, illetve újraértelmezése (*I. táblázat*). Figyelembe véve KOVÁCS (1967) és FAZEKAS (in BARABÁS STUHL 1988) megfigyeléseit, illetve saját tapasztalatainkat, BARABÁS STUHL (1988) szempontrendszerével ellentétben a Turonyi

Formáció kőzetanyaga uralkodóan nem homokkő, hanem — a Bodai Aleurolit-hoz hasonlóan — pelites kőzet. A színárnyalatban, a rétegzésben, illetve paláságban, a selymes megjelenésben és a csillámtartalomban megfigyelt különbség egyszerűen magyarázható a Turonyi Formáció kőzetanyagának metamorf jellegével. A Turonyi Formációból előkerült — a réteglapokon dúsuló — életnyomok és esőcseppnyomok felfedezése szintén a metamorfózis következménye, hiszen általa a réteglapok mentén kiváló elválásúvá vált a kőzet. BARABÁS STUHL (1988) besorolásától eltérően a Bodai Aleurolit is tartalmaz életnyomokat, MÁTHÉ (1998) szerint különösen az aleurolit gazdag bioturbációra visszavezethető járatkitöltésekben.

A bemutatott eredmények alapján a Bodai Aleurolit és a Turonyi Formáció kiindulási törmelékanyaga hasonló, azonos üledékképződési környezetben és közel azonos diagenetikus körülmények között keletkeztek. Megbízható elkülönítésükre a korábbi szempontrendszer nem alkalmas. A Turonyi Formáció ősmaradványai nem teszik lehetővé a pontos korbesorolást, továbbá a nagyon kisméretű metamorfózis miatt a nyomfossziliák deformációját sem zárhatjuk ki. A makroszkópos jellegzetességekre korlátozódó különbségek a metamorfózis következményei, ezért nem zárható ki az sem, hogy az első földtani dokumentálást (KASSAI 1976; BARABÁS STUHL 1988; FÜLÖP 1994) megerősítve a Turonyi Formáció egyetlen fúrás által feltárt rétegsora nem más, mint a Bodai Aleurolit Formációnak megfelelő képződési tektonikusan elhelyezkedő, metamorfizált változata. A felmerült kérdések tisztázására a Mecsek–Villányi zóna tektonikai felépítésének pontosítása, valamint az újpaleozoos törmelékes rétegsor geokémiai összehasonlítása szolgáltathat újabb — cáfoló vagy megerősítő — bizonyítékokat.

#### **Következtetések**

A Turonyi Formáció pelites kőzeteit elsősorban autigén albit, kvarc, 10 Å-ös rétegszilikátok (törmelékes és diagenetikus), klorit (klorit/szmektit kevert szerkezetű rétegszilikát), hematit; kis mennyiségben kalcit és dolomit, illetve alárendelten albitosodott kálföldpát és szmektit alkotja. Akcesszóriaként opak ásványok (pl. pirit), turmalin, cirkon, monacit, rutil, apatit figyelhető meg. A törmelékes szemcsék kis mérete miatt a kőzettörmelék-frakció mennyisége alárendelt, ezért a lehordási terület kőzetösszetételét nem tükrözi. Az ásványos összetétel alapján azonban feltételezhető, hogy a Turonyi Formáció üledékképződésekor a sekély tavi környezetbe a kontinentális háttér eróziójából döntően felzikus törmelékanyag (gneisz/granitoid, savanyú vulkanit) szállítottott.

A Turonyi Formáció pelites kőzeteinek jelenlegi ásványos összetétele a száraz éghajlaton, alkáli tavi környezetben lejátszódó korai diagenetikus, illetve betemetődési diagenetikus folyamatok (nyílt rendszerben végbement albitosodás, illitesedés, kloritosodás) módosító hatását tükrözi. A megnyúlt, irányítottan elhelyezkedő, átkristá-

lyosodott polikristályos kvarcsemcsék, a hosszútávon rendezetlen fázisok teljes hiánya, továbbá a vizsgált pelitekben az illit kristályossági foka (átlagosan  $0,35 \text{ } ^\circ 2\theta$ ) nagyon kiskokú metamorf átalakulást jeleznek. A Turonyi Formáció jellemzésekor ezért a metahomokkő, metaaleurolit, agyagpala, továbbá palás márga kifejezések használatát tartjuk szükségesnek.

A bemutatott eredmények alapján a Bodai Aleurolit és a Turonyi Formáció elkülönítésére a korábbi — makroszkópos bélyegekre épülő — szempontrendszer nem alkalmas. A két litosztratigráfiai egység, továbbá a dél-dunántúli újpaleozoos képződmények részletes geokémiai összehasonlítását egy másik tanulmányban kívánjuk megvalósítani.

## Köszönetnyilvánítás

A Tu-1 fúrásból származó kőzetanyagért, a Turonyi Formáció kutatásával kapcsolatos dokumentációs anyagokért, továbbá a gondolatébresztő tanácsokért a szerzők (V. A. és Sz. Gy.) BARABÁSNÉ STUHL Ágnesnek és BARABÁS Andornak mondanak köszönetet. Hálával tartozunk MERÉNYI Lászlónak a röntgen-pordiffrakciós vizsgálatok során nyújtott segítségéért. Szeretnénk megköszönni MÁTHÉ Zoltán, JÓZSA Sándor, MIKES Tamás, MAJOROS György és PÓSFAL Mihály — a kutatás különböző szakaszaiban nyújtott — segítségét és hasznos tanácsait.

Kutatómunkánk anyagi háttérét az OTKA T 034924 téma (témavezető: SZAKMÁNY György), továbbá az ELTE Doktori Iskola Földtan–Geofizika Doktori Programja (Közzetani és Geokémiai Tanszék) biztosította.

## Irodalom — References

- ANJOS, S. M. C., DE ROS, L. F. & SILVA, C. M. A. 2003: Chlorite authigenesis and porosity preservation in the Upper Cretaceous marine sandstones on the Santos Basin, offshore eastern Brazil. — In: WORDEN, R. H. & MORAD, S. (Eds): Clay Mineral Cements in Sandstones. — *International Association of Sedimentologists Special publication* **34**, 291–316.
- ÁRKAI, P. 1983: Very low- and low-grade Alpine regional metamorphism of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, NE-Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **26**, 83–101.
- ÁRKAI, P., BALOGH, K., DEMÉNY, A., FÓRIZS, I., NAGY, G. & 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.
- BAILEY, S. W. 1988: Chlorites: Structures and Crystal Chemistry. — In: BAILEY, S. W. (Ed.): Hydrous Phyllosilicates (exclusive of micas). *Reviews in Mineralogy* **19**, 347–403.
- BARABÁS A. & BARABÁSNÉ STUHL Á. 1998: A Mecsek és környéke perm képződményeinek rétegtana. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. MOL Rt.-MÁFI kiadvány, Budapest, 187–215.
- BARABÁSNÉ STUHL Á. 1975a: Adatok a dunántúli újpaleozoos képződmények biosztratigráfiájához. — *Földtani Közlöny* **105/3**, 320–334.
- BARABÁSNÉ STUHL, Á. 1975b: Organic and inorganic hieroglyphs from the Late Paleozoic of Southern Hungary. — *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged* **22/1**, 87–96.
- BARABÁSNÉ STUHL Á. 1988: A Dél-Baranyai dombság és a Villányi hegység perm képződményeinek kutatásáról készített összefoglaló jelentés III. fejezete a perm fekképződményeiről. — Kéziratot jelentés, MÉV Adattár (J-3278/III), 82–93.
- BARABÁSNÉ STUHL Á. 1997: Turonyi Formáció. — In: CSÁSZÁR G. (szerk.): Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. MÁFI kiadvány, Budapest, p. 101.
- CSONTOS, L., BENKOVICS, L., BERGERAT, F., MANSY, J. & 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.
- EUGSTER, H. P. & HARDIE, L. A. 1978: Saline lakes. — In: LERMANN, A. (Ed): Physics and Chemistry of Lakes. — Springer-Verlag, Berlin, 237–293.
- FAZEKAS V. 1987: A mecseki perm és alsótriász korú törmeléken formációk ásványos összetétele. — *Földtani Közlöny* **117/1**, 11–30.
- FREY, M. & ROBINSON, D. 1999: Low-Grade Metamorphism. — Blackwell, Oxford, 313 p.
- FÜLÖP J. 1994: Magyarország geológiája. Paleozoikum II, Akadémiai Kiadó, Budapest, 332–335.
- GOLD, P. B. 1987: Textures and geochemistry of authigenic albite from Miocene sandstones, Louisiana Gulf Coast. — *Journal of Sedimentary Petrology* **57/2**, 353–362.
- JÁMBOR Á. 1998: A Tiszai nagyszerkezeti egység karbon üledékes képződményeinek rétegtanának ismertetése. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana, MOL Rt. – MÁFI kiadvány, Budapest, 173–185.
- KASSAI M. 1976: A Villányi-hegység északi előterének perm képződményei. — *Geologica Hungarica Series Geologica* **17**, 11–109.
- KASTNER, M. & SIEVER, R. 1979: Low temperature feldspars in sedimentary rocks. — *American Journal of Science* **279**, 435–479.
- KOVÁCS M.-NÉ 1967: Turonyi-1 sz. fúrás vázlatos rétegsora. — Kéziratot jelentés, MÉV adattár (T-8/1), Pécs, 5 p.
- LEE, J. I. & LEE, Y. I. 1998: Feldspar albitization in Cretaceous non-marine mudrocks, Gyeongsang Basin, Korea. — *Sedimentology* **45**, 745–754.
- MÁTHÉ Z. (szerk.) 1998: A Bodai Aleurolit Formáció minősítésének rövidtávú programja, Kutatási zárójelentés 4. kötet, Ásványközzetani, közzetgeokémiai és izotóptranszport vizsgálatok. — Kézirat, Mecsekérc Környezetvédelmi Rt, Pécs, 76 p.
- MCKINLEY, J. M., WORDEN, R. H. & RUFFELL, A. H. 2003: Smectite in sandstones: a review of the controls on occurrence and behaviour during diagenesis. — In: WORDEN, R. H. & MORAD, S. (Eds): Clay Mineral Cements in Sandstones. — *International Association of Sedimentologists Special publication* **34**, 109–128.

- MILLIKEN, K. L. 1989: Petrography and composition of authigenic feldspars, Oligocene Frio Formation, South Texas. — *Journal of Sedimentary Petrology* **59/3**, 361–374.
- R. 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* **48/1**, 49–68.
- SAIGAL, G. C., MORAD, S., BJORLYKKE, 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. — *Journal of Sedimentary Petrology* **58/6**, 1003–1013.
- VAN DE KAMP, P. C. & LEAKE, B. E. 1996: Petrology, geochemistry, and Na metasomatism of Triassic–Jurassic non-marine clastic sediments in the Newark, Hartford, and Deerfield rift basins, northeastern USA. — *Chemical Geology* **133**, 89–124.
- VARGA A., RAUCSIK B., SZAKMÁNY GY. & MÁTHÉ Z. 2006: A Bodai Aleurolit Formáció törmelékes kőzettípusainak ásványtani, kőzettani és geokémiai jellemzői. — *Földtani Közlöny* **136/2**, 201–231.
- VARGA, A., SZAKMÁNY, GY., ÁRGYELÁN, T., JÓZSA, S., RAUCSIK, B. & MÁTHÉ, Z. 2007: Complex examination of the Upper Paleozoic siliciclastic rocks from southern Transdanubia, SW Hungary — mineralogical, petrographic and geochemical study. — In: ARRIBAS, J., CRITELLI, S. & JOHNSON, M. J. (Eds): Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry. — *Geological Society of America Special Paper* **420**, 221–240.
- WEAVER, C. E. 1989: Clays, Muds, and Shales. — Elsevier, Amsterdam, 819 p.
- WORDEN, R. H. & BURLEY, S. D. 2003: Sandstone diagenesis: the evolution of sand to stone. — In: BURLEY, S. D. & WORDEN, R. H. (Eds): Sandstone Diagenesis: Recent and Ancient, Blackwell Publishing, Oxford. — *International Association of Sedimentologists Reprint series* **4**, 3–44.
- WORDEN, R. H. & MORAD, S. 2003: Clay minerals in sandstones: controls on formation, distribution and evolution. — In: WORDEN, R. H. & MORAD, S. (Eds): Clay Mineral Cements in Sandstones. — *International Association of Sedimentologists Special publication* **34**, 3–41.

Kézirat beérkezett: 2007. 04. 18.