Földtani Közlöny 129/2, 267–303 (1999) Budapest

Monacit a Soproni-hegység metamorf képződményeiben

Monazite in the metamorphic rocks of the Sopron Hills, Eastern Alps, Hungary

NAGY Géza[1] – ÁRKAI Péter[1]

(5 ábra, 5 táblázat, 3 tábla)

Tárgyszavak: monacit, ritkaföldfém ásványok, csillámpala, gneisz, polimetamorfózis, amfibolit fácies, zöldpala fácies, Keleti-Alpok, Soproni-hegység, Magyarország

Key words: monazite, REE minerals, mica schist, gneiss, polymetamorphism, amphibolite facies, greenschist facies, Eastern Alps, Sopron Hills, Hungary

Summary

Monazite is one of the most resistant minerals. Very little is known about its formation and stability during metamorphic processes, although the number of related publications is increasing. In the metamorphic rocks of the Sopron Hills monazite and florencite were first recognised about 25 years ago by FAZEKAS et al. (1975). Recently, the quality and abundance of the accessory rare earth element, – REE – and other heavy minerals have been determined as typical for the rocks of the Sopron Hills. Monazite and xenotime are the most widespread REE minerals; in addition florencite, rhabdophane and, albeit very scarcely, allanite can also be found. About 140 monazite and 20 rhabdophane analyses were carried out using electron microprobe.

Monazite proved to be frequent in mica schists and quartzites in the western (Brennbergbánya) area and in mica schists at Vöröshíd; they were rare in schists and quartzites collected from other places, and also rare in gneisses and leucophyllites. Rhabdophane was identified mainly in gneisses but rarely in mica schists. The majority of monazite grains in the schists at Brennbergbánya and at Vöröshíd were formed during the metamorphic events. Their Y (and other heavy REE) contents increase with the metamorphic grade. A few grains, however, which differ from the majority, have preserved their former compositions. Similar differences has been observed in the mica schists from the Gloriette quarry, which is poor in monazite. Here, a pair of monazite and xenotime – which have – together were found and the pressure-dependent thermometer of GRATZ & HEINRICH (1997) could be applied; this recorded 540 °C at 9 kbar. In gneisses, most of the monazite was included in the apatite which has formed in the granite intrusions – i. e. the starting material of the gneisses. Here the monazite grains have formed later – i.e. during regional metamorphism – are very rare. In grey quartzites two monazite generations were found: one has originated from the mica schist (the precursor rock) without chemical alteration; the other has a smaller grain size and different composition. Like to the related gneisses, the leucophyllites contain monazite of magmatic origin and with unchanged composition.

A relationship between the origin and the Eu-anomaly of monazites was established. The monazite grains in gneisses and leucophyllites, being magmatic in origin, display high negative Eu-anomalies (Eu/Eu*<0.35); while those formed by metamorphic processes in mica schists have

[1] MTA Földtudományi Kutatóközpont Geokémiai Kutatólaboratóriuma, H-1112 Budapest, Budaörsi út 45.

moderately negative Eu-anomalies (Eu/Eu*>0.35). The O_2 content of monazite varied from 0 to 11 %weight, parallel to CaO, and approximating to the following substitution: 2. $REE^{3+}=Th^{4+}+Ca^{2+}$. In some cases conclusions on the various origins of monazite grains were also supported by the differences in their Th contents.

Manuscript received: 04 06 1998

Összefoglalás

A legellenállóbb ásványok közé tartozó monacit keletkezése és stabilitása metamorf körülmények között kevéssé ismert, de az ide vonatkozó publikációk növekvő száma növekvő érdeklődésről tanúskodik. A Soproni-hegység metamorf kőzeteiben monacit (és florencit) előfordulásáról mintegy 25 éve tudunk (FAZEKAS et al. 1975). Jelen munka során a hegység jellemző kőzeteiben meghatároztuk a ritkaföldfém- (RFF-) és más nehéz járulékos ásványok minőségi és gyakorisági viszonyait. A RFF-ásványok közül elterjedt a monacit és a xenotim, megjelenik a florencit és a rabdofán, elvétve az allanit. A monacitról kb. 140, a ritkább rabdofánról kb. 20 mennyiségi elemzést készítettünk elektron-mikroszondával.

A monacit gyakori a brennbergbányai csillámpalában és kvarcitban, valamint a vöröshídi csillámpalában, ritka a más lelőhelyről gyűjtött palában, kvarcitban, valamint a gneiszben és leukofillitben. Rabdofánt főleg gneiszben, ritkábban csillámpalában észleltünk. A brennbergbányai és vöröshídi palákban a monacitszemcsék többsége a metamorfózis során keletkezhetett, Y- (és más nehéz RFF)-tartalmuk a metamorf fokkal nő. Egyes, eltérő összetételű szemcsék azonban megőrizték korábbi összetételüket. Ugyanezek elmondhatók a monacitban szegény Gloriette-i csillámpalára is. Ebben egy összenőtt monacit-xenotim párra alkalmazni tudtuk GRATZ & HEINRICH (1997) nyomásfüggő hőmérőjét, amely 9 kbar nyomást feltételezve 540 °C hőmérséklet adott. A gneiszekben főleg apatit zárványaként találtunk kis monacitszemcséket, amelyek a kiinduló anyagul szolgáló gránit intrúziókból származnak. Elvétve előfordulnak olyan szemcsék is, amelyek a későbbi regionális metamorfózis során képződhettek. A szürke kvarcitokban a csilámpala anyakőzetből változatlan összetétellel megőrződött monacit mellett megjelenik egy kisebb szemcseméretű, eltérő összetételű generáció is. A leukofillitekben a közeli gneiszből változatlan összetétellel megmaradt, gránitban magmás kristályosodással képződött monacittal találkoztunk.

A különböző eredetű monacitok Eu-anomáliája eltérő: a (gneiszben, leukofillitben levő) magmás eredetűeké nagy negatív (Eu/Eu*<0,35), a csillámpalában metamorfózissal keletkezetteké mérsékelten negatív (Eu/Eu*>0,35). A monacitban mért ThO_2-tartalom 0 és 11% közt változik, a CaO ezt nagyjából a $2RFF^{3+} = Th^{4+} + Ca^{2+}$ helyettesítés szerint követi. Esetenként a különböző származást az eltérő Th-tartalom is alátámasztja.

Bevezetés

Jóllehet a metamorf képződmények genetikai célú ásvány-kőzettani vizsgálata jelenleg népszerű kutatási irány, nagyon kevés munka foglalkozik a metamorfitok ritkaföldfém- (RFF-) ásványaival: ezek előfordulási törvényszerűségeivel, ásványkémiai viszonyaival, valamint az e tulajdonságokból levonható következtetésekkel. E hiányt pótlandó egy, kőzettani szempontból viszonylag jól ismert modellterület metamorfitjaiban előforduló járulékos RFF-ásványokat jellemezzük a dolgozatban. Modell-területként a Soproni-hegységet választottuk, mivel e terület metamorfitjaihoz kötődő pozitív RFF-anomáliák régóta ismertek. Elsőként FAZEKAS et al. (1975) közöltek geokémia és ásványtani adatokat a soproni-hegységi monacitról. Szerzők disztén-muszkovit-florencit tartalmú csillámpalákban, valamint kvarc-muszkovit-kloritpalában találtak monacitot

(utóbbi helyen florencit nélkül). Szemcsemérete 10–20 μm, igen ritkák a 0,1 mm-t elérő, többnyire szabálytalan, ritkán idioblasztos szemcsék. Véleményük szerint a monacit "- legalábbis részben – a florencit átalakulási terméke." A RFF-tartalmú kőzetek egy része a jelenlegi helyén képződhetett (bár a legnagyobb RFF-tartalmú kőzetekből csak törmelékes mintákat sikerült találniuk), de glaciális szállítás is történhetett. Elemforrásként pegmatitokat, őstorlatokat vagy üledékes-oxidos dúsulásokat tételeztek fel.

FÜLÖP (1990) az említett szerzők, valamint KISHÁZI és IVANCSICS részben nem publikált eredményeire is támaszkodva foglalta össze a RFF-tartalmú kőzetekre vonatkozó ismereteket. A foszfátásványok (florencit, monacit, apatit és a lazulit) a disztén-leuchtenbergitpalában dúsulnak, a RFF-tartalom (elsősorban a Ce és a La) a florencitben és a monacitban jelentős, a Th szintén az előbb említett két ásványban dúsul és önálló fázisokat (tórit, torianit) is alkot. Néhány florencitdús disztén-leuchtenbergit-muszkovit pala elektronmikroszondás vizsgálatáról NAGY & IVANCSICS (1995) számolt be. A florencit gyakran tartalmaz leuchtenbergit, muszkovit, apatit zárványokat a FAZEKAS et al. (1975) által leírt monaciton és Th-ásványokon kívül, ezek okozhatták az utóbbi szerzők által leírt Mg-tartalmat és RFF-hiányt. Mikroszondás elemzéseink az ideálishoz közel álló össz-RFF-, Al- és P-tartalmat adtak. A florencit mindenütt jól mérhető (0,1%) La-Sm és Gd-tartalommal rendelkezik, ezek aránya helyről helyre változik. Mellékelemei: Sr, Ca, egyes zónákban Th.

Új adataink szerint a soproni-hegységi metamorfitokban előforduló járulékos RFF-ásványok közül a monacit a legelterjedtebb, ezért ezen ásvány előfordulási körülményeit és kémiai összetételét vizsgáltuk részletesen. A hegység hazai részén vett 24 kőzetmintában mintegy 140 monacit és 20 rabdofán elemzést készítettünk. (A RFF-dús disztén-muszkovit palákon végzett vizsgálatainkat, amelyek egy részét korábban közöltük, ld. NAGY & IVANCSICS 1995, most nem tárgyaljuk.) Jelen munka célja az összetételek összefoglalása, áttekintése, továbbá összefüggés keresése a legfeltűnőbb különbségek (az Eu-anomália és az Y-tartalom) és a képződés körülményei közt. Reményeink szerint munkánk hozzájárulást jelent egyrészt a monacit metamorf képződéséről és átalakulásáról meglevő, viszonylag hiányos ismeretekhez, másrészt a Soproni-hegység metamorf fejlődéstörténetének pontosabb megismeréséhez.

A monacit csoport ásványtani és kőzetgenetikai sajátosságai

A monacit a könnyű RFF-ek foszfátásványa, ideális képlete $CePO_4$. A Ce-ot a La-Nd bármilyen arányban helyettesítheti, de rendszerint tartalmaz néhány százalék Sm-Gd-ot és legalább néhány tized-százalék nehéz RFF-et, utóbbiak közé értve az Y-ot is. Az egyes RFF-ek aránya a különböző előéletű szemcsék közt jól kimutathatóan eltérő lehet. Ezenkívül gyakori a több százalék Th és kevesebb U, továbbá Ca és kevés Si belépése a kristályrácsba. Az utóbbi két elem a háromértékű RFF-ek helyére kerülő négyértékű aktinidák töltéskiegyenlítését biztosítják a következő reakciók szerint:

$$2RFF^{3+} = (Th,U)^{4+} + Ca^{2+} \quad (1)$$

illetve:

$$RFF^{3+} + P^{5+} = (Th,U)^{4+} + Si^{4+} \quad (2)$$

A monacit monoklin, a RFF-ek koordinációs száma 9; a kristályrácsban rendelkezésére álló hely a nagyobb ionsugarú könnyű RFF-eknek kedvez. *Kémiailag rokon* ásványai: 1) *Xenotim:* YPO_4. Tetragonális, 8-as koordinációs száma miatt a kisebb méretű nehéz RFF-eket preferálja. 2) *Rabdofán*: $CePO_4H_2O$, és brockit: $(Ca,Th,Ce)PO_4H_2O$. [Egyes források, pl. BURT (1989) szerint $CePO_4nH_2O$, illetve $(Ca,Th,Ce)PO_4nH_2O$.] Hexagonális, könnyű RFF-eket tartalmaz; ideális víztartalma 7,1%. 3) *Cheralit*: $(Ce,Ca,Th)(P,Si)O_4$, a monacit - brabantit, $CaTh(PO_4)_2$ ill. - huttonit, $ThSiO_4$ sorok közbenső tagja, izostrukurális a monacittal (HUGHES et al. 1995).

A monacit a legellenállóbb ásványok közé tartozik. Legnagyobb, gazdaságilag is hasznosítható telepei a mállási ciklus során keletkeznek, homok formájában vagy torlatokban feldúsulva (MARIANO 1989). Viszonylag nagyfokú metamorfózist is képes – legalábbis részben – átvészelni. SUZUKI et al. (1994) andaluzit-sillimanit (620 °C-os) és sillimanit-ortoklász (680 °C-os) paragenezisű paragneiszben találtak a metamorfózisnál jóval idősebb törmelékes szemcséket. SUZUKI & ADACHI (1994) nagy hőmérsékletű amfibolit fáciesű paragneiszben két különböző szakaszban keletkezett és továbbnövekedett monacitot mutatott ki. WATT (1995) 800 °C-on, 6 kbar-on, H_2O-ban telítetlen körülmények között részlegesen megolvadt granulitban talált olyan korrodált monacit szemcséket, amelyeknek a belseje megőrizte az eredeti összetételt, majd továbbnövekedett. MONTEL et al. (1996) gránitban levő gneisz zárványban két, egy másik kőzetben pedig három különböző monacit generációt különítettek el.

Nagyfokú ellenállóképessége az ionizáló sugárzással szemben is megnyilvánul, ezért napjainkban a radioaktív hulladéktárolás problémájának megoldására is kezdik figyelembe venni (HUGHES et al. 1995; POITRASSON et al. 1996). A radiometrikus kormeghatározásban való kiterjedt alkalmazásán (ld. pl. PARRISH 1990) kívül ez is okozhatta, hogy újabban megnőtt az érdeklődés a monacit stabilitása iránt. Hidrotermális átalakulására CESBRON (1989) több példát említ. POITRASSON et al. (1996) olyan monacitot írt le gránitból, amelynek a biotitban levő része a biotit kloritosodása közben elbomlott, míg a kvarcban levő része épen maradt. Ezt a sajátos átalakulást a biotitból felszabadult fluor okozhatta. LANZIROTTI & HANSON (1996) hasonló jelenségről számolt be diszténes csillámpalában. Újabban FINGER et al. (1998) monacit szegélyén annak bomlástermékeiből kialakult apatit, allanit és epidot zónákat írt le; a bomlás kb. 600 °C, 6 kbar-on mehetett végbe. A monacit hidrotermális lebomlására vonatkozó kísérletet nem ismerünk. 25 °C-on, pH1 körüli, savanyú vizes oldatokban LIU & BYRNE (1997) a RFF-foszfátok oldhatóságát vizsgálta. Ez a La-Ce-Pr sorrendben csökken, majd növekvő tendenciát mutat a Sm-tól a Lu-ig; az Y oldhatósága kb. megegyezik az ugyanakkora ionsugarú Ho-éval.

Az olvadékból kikristályosodó monacit a leukogránitok legfontosabb elsődleges RFF-ásványa. Míg a hőmérséklet csökkenésével egyre szelektívebbé válik a könnyű RFF-ek iránt, a differenciáció során a maradék olvadék elszegényedik a könnyű RFF-ekben a nehezebbekhez képest, ezért a differenciáltabb olvadékból képződő monacit La-, Ce- tartalma kisebb, nehéz RFF-tartalma nagyobb, mint a differenciálódás korai szakaszában keletkezett kristályoké (ld. pl. YURIMOTO et al. 1990; ZHAO & COOPER 1993; WARK & MILLER 1993; MONTEL 1993).

Monacit metamorf folyamatokban is képződik, ennek részleteiről viszonylag keveset tudunk (GRAUCH 1989; AKERS et al. 1993; PAN 1997). SAWKA et al. (1986) szerint egy lehetséges mechanizmusa: üledékes kőzetek mállása során vizes oldatokból víz- (ill. OH)-tartalmú RFF- foszfátok: rabdofán és florencit, $CeAl_3(PO_4)_2(OH)_6$ képződnek apatitszemcsék (málló) felületén, ezek a hőmérséklet emelkedésével vízvesztéssel monacittá alakulnak. Hasonló módon jöhettek létre azok a másodlagos szemcsék, amelyeket PANTÓ (1980) a mecseki granodioritban, valamint a nagyharsányi és görögországi bauxittelepekben írt le. - A rabdofán mechanikus hatásra már szobahőmérsékleten rövid idő alatt monacittá alakul (HIKICHI et al. 1991). VLASZOV (1964, p. 292) normál nyomáson 400 °C körüli hőmérsékleten észlelte ezt az átalakulást. AKERS et al. (1993) kísérleteiben egy nap alatt normál nyomáson 600 °C-on a rabdofán még nem alakult át teljesen monacittá, de 0,5–2 kbar közt, grafit-metán oxigénpuffer jelenlétében már 200 °C-on végbement az átalakulás. Szerintük nagyon valószínűtlen tehát, hogy 450 °C-on vagy magasabb hőmérsékleten a rabdofán a kőzetekben előforduljon.

LANZIROTTI & HANSON (1996) retrográd zöldpala fáciesű metamorf kőzetben idioblasztos monacitot írt le, amely korábban meglevő monacit elbomlásával és újrakristályosodásával keletkezhetett. A régi és új monacit összetétele eltérő, és véleményük szerint nehéz megmagyarázni az új monacit képződését.

PAN (1997) cirkont és monacitot vizsgált gránátdús cordierit-ortoamfibolgneiszben, amely tengerfeneki hidrotermális átalakulást követően nagy hőmérsékletű amfibolit fáciesű (kb. 650 °C/6 kbar) progresszív, majd <450 °C hőmérsékletű és <3 kbar nyomású retrográd átalakulást szenvedett. Míg a cirkon részben primér magmás eredetűnek bizonyult, a monacit a metamorfózis során, a két szakaszban eltérő összetétellel jött létre. Az aggregátumokban előforduló xenoblasztos szemcsék gyakori megjelenéséből arra következtetett, hogy a monacit az előzőleg jelen volt RFF-dús ásványokból (allanit, apatit) keletkezett.

FRANZ et al. (1996) progresszív metamorfózis különböző szakaszaiban képződött monacit és xenotim sajátságait írták le a zöldpala fáciestől a granulit fáciesig terjedő (kb. 450–700 °C) metapelit-pszammit sorozatban. Az alacsony hőmérsékleten képződött szemcsék amőba-szerűek, foszlányosak, kicsik. A metamorf fok növekedésével a méret növekedésének és a szemcsék szabályosabbá válásának tendenciája érvényesül; ezzel párhuzamosan a La-Sm-tartalom szórása csökken, az Y-tartalom átlaga és szórása nő. Az egymással párhuzamosan változó Th- és Ca-tartalom és a metamorf fok közt nem találtak egyértelmű összefüggést. A monacit és xenotim elemeinek forrásaként a kiinduló

kőzet fő ásványaiban rejtett és az átalakulás során kiszabaduló RFF-tartalom szolgálhat. Nagyrészt az ő mérési adataik alapján HEINRICH et al. (1997) kimutatták, hogy a monacitban nemcsak az Y, hanem a Gd- és a nehezebb RFF-tartalom is nő a metamorf fokkal. Ennek alapján empirikusan kalibrált monacit-xenotim geotermobarométert dolgoztak ki, amelyet később a $CePO_4$-YPO_4 binér rendszerben észlelt elegyedési hézag hőmérséklet- és nyomásfüggő változásainak meghatározásával kísérletileg is kalibráltak (GRATZ & HEINRICH 1997).

Vizsgálati módszerek

A kőzetminták vékony- és polírozott felületi csiszolatait polarizációs fénymikroszkóppal és elektron-mikroszondával vizsgáltuk, a fő és a nagyobb mennyiségben jelen levő járulékos ásványok azonosítása, szöveti viszonyaik megállapítása végett. E vizsgálatokat a teljes kőzet porminták röntgendiffraktométeres (XRD) vizsgálatával egészítettük ki. Az XRD vizsgálatokat APD szoftverrel vezérelt Philips PW-1730 diffraktométerrel végeztük, az alábbi körülmények között: CuK_α sugárzás, 45kV/35mA, proporcionális számláló, grafit monokromátor, 1°-os divergencia és detektor rések, $0{,}05^o\Delta 2\Theta$ lépésközönként, 1 s mérési idővel gyűjtött intenzitás adatok.

A kis mennyiségben jelen levő RFF- és más nehéz járulékos ásványokat elektron-mikroszondával határoztuk meg, az MTA GKL JCXA-733 típusú (JEOL gyt.), 3 hullámhosszfelbontó (WDS) és egy EDAX gyt. energiafelbontó (EDS) röntgenspektrométerrel ellátott műszerét használva. Visszaszórt elektronképpel (BSE) a minták teljes felületét átnéztük, olyan beállításban, hogy a kb. 10 μm-t elérő rutil vagy annál nehezebb szemcséket, illetve a legalább 50 μm-es apatitot észrevegyük. Az ásványokat EDS spektrumuk alapján azonosítottuk.

A monacitot és a rabdofánt mennyiségi elemzéssel tudtuk elkülöníteni. A rabdofán víztartalma miatt a mikroszondás elemzés oxidösszege kb. 93%, ezért a 95%-nál kisebb oxidösszegű pontokat rabdofánnak, a 96,5% fölöttieket monacitnak tekintettük. Az elemzést WDS-ekkel, az MTA GKL-ban kidolgozott módszerrel végeztük, amelynek lényege: a lantanidák mérésre használt röntgencsúcsához a hátteret parabola-illesztéssel határozzuk meg (részletesebben lásd NAGY 1993). A módszert a jelen méréseknél annyiban módosítottuk, hogy a háttérszámítást a könnyű- és a nehéz RFF-ekre külön végeztük el. Elemzési körülmények: V_o=20 kV; I=40 nA; lehetőleg 3 ill. 6 μm-re kinyitott, szükség esetén fókuszált elektronsugár; a számlálás ideje 4 s, négyszer ismételve (t=5x4 s). A könnyű elemeket (Ca, Si, P) K_α, a RFF-ek többségét L_α, a Pr-ot L_β, a Th-ot M_α, az U-t M_β vonalával mértük. A Pr-Eu, La-Gd és Ce-Gd vonalátlapolások hatását előzetesen mért korrekciós faktorokkal küszöböltük ki. Alkalmazott sztenderdek: RFF-ekre DRAKE & WEILL (1972) üvegjei; P-ra és Ca-ra Durango-i apatit E. JAROSEWICHtől (Smithsonian Inst., Washington); Th-ra oxid C. M. TAYLORtól (Stanford, California); U-ra és Si-ra URuSi T. GORTMÜLLERtől (Kammerlingh Onnes Lab., Leiden). A nyers mérési adatokat hagyományos ZAF korrekciónak vetettük alá. Az elemzendő pontot mindig BSE képen választottuk

Az elemzési hiba (2σ-ból számolva) és a kimutatási küszöb értékei (DE-10. minta, nagy monacit)

Values of analytical errors (calculated from 2σ) and detection limits. (Sample DE-10, big size monazite)

I. táblázat – Table I

	C %	Hiba (2σ) %	Kimutatási küszöb %
Y_2O_3	1,48	0,10	0,03
La_2O_3	13,26	0,62	0,11
Ce_2O_3	31,59	1,10	0,10
Pr_2O_3	3,17	0,16	0,15
Nd_2O_3	11,40	0,60	0,09
Sm_2O_3	1,99	0,12	0,06
Eu_2O_3	0,28	0,08	0,08+
Gd_2O_3	1,83	0,08	0,08+
Tb_2O_3	0,18	0,06	0,07
Dy_2O_3	0,55	0,08	0,06
Er_2O_3	0,08	0,04	0,06
Yb_2O_3	-0,01	0,04	0,07
CaO	0,64	0,02	0,01
ThO_2	2,66	0,10	0,05
UO_2	0,51	0,06	0,05
SiO_2	0,03	0,04	0,02
P_2O_5	29,57	0,46	0,01
	---	---	
Összeg	99,21	1,50	
Ionszámok 16 oxigénra			
Y	0,125	0,008	
La	0,775	0,036	
Ce	1,833	0,064	
Pr	0,183	0,009	
Nd	0,645	0,034	
Sm	0,109	0,007	
Eu	0,015	0,004	
Gd	0,096	0,004	
Tb	0,009	0,003	
Dy	0,028	0,004	
Er	0,004	0,002	
Ca	0,109	0,003	
Th	0,096	0,004	
U	0,018	0,002	
Si	0,005	0,006	
P	3,968	0,062	
	---	---	
Σ	8,018	0,103	
Eu/Eu*	0,450	0,133	

+ A Pr–Eu ill. La–Gd és Ce–Gd vonalátlapolás figyelembe vételével

+*The PrEu, LaGd and CeGd line overlaps have been taken into account.*

ki a zárványok, felületi hibák kiküszöbölése végett. Egy tipikus elemzés (2s-ból számolt) mérési hiba, valamint a kimutatási küszöb értékei az *I. táblázat*ban láthatók. A monacit Yb-tartalma mindig a kimutatási küszöb alatt maradt, ezért ezt a táblázatokban nem tüntettük föl. Kb. 5 μm-nél kisebb szemcsék elemzésekor bizonyos mértékig a környezetüket is belemérjük, ezért magas pl. az apatit zárványainak Ca- és P-tartalma. Ez azonban a RFF-arányokat és az Eu-anomáliát nem befolyásolja.

Az Eu-anomáliát az Eu/Eu* hányadossal jellemezzük, ahol az Eu a mért, az Eu* a kondritra normált RFF-lefutási görbéből interpolált érték (ld. PANTÓ 1980, p. 30). Ha ez 1-nél nagyobb, pozitív, ha 1-nél kisebb, negatív Eu-anomáliáról beszélünk. Elemzéseinkből az interpolált Eu* értéket a kondritra normált Sm- és Gd-tartalom mértani közepeként számítottuk ki:

$$Eu* = kond(Eu) \cdot \sqrt{\left[\frac{Sm}{kond(Sm)} \cdot \frac{Gd}{kond(Gd)}\right]} = konst \cdot \sqrt{Sm \cdot Gd}$$

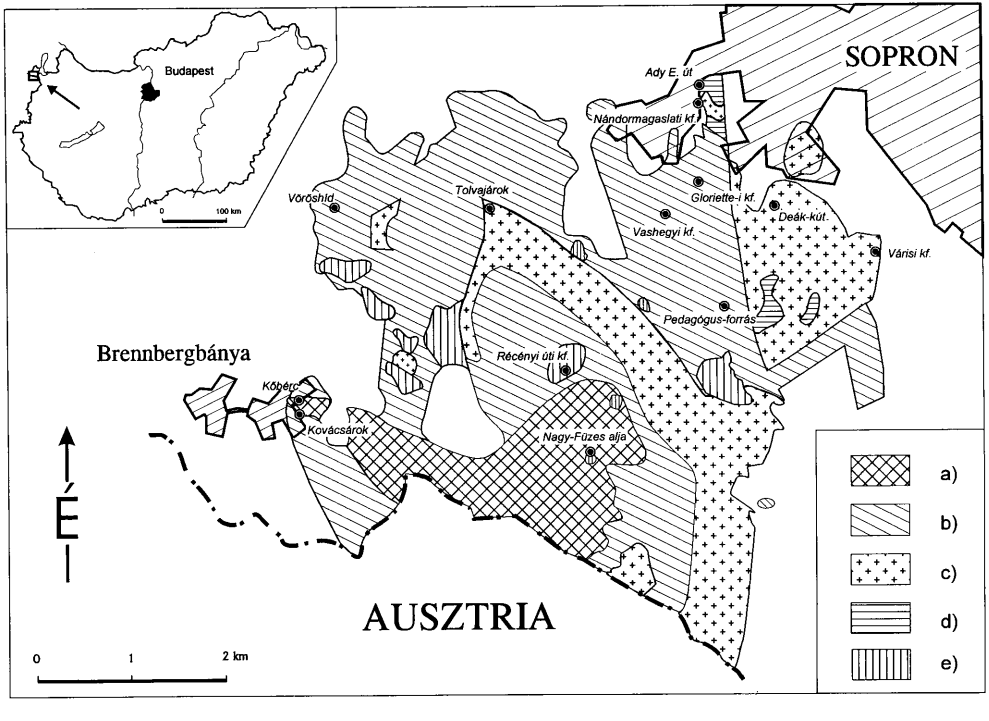
ahol *kond(Eu)* stb. a kondrit Eu, Sm, Gd értékei.

Földtani viszonyok

A Soproni-hegység földtani térképvázlatát FÜLÖP (1990) nyomán az *1. ábra* mutatja be. A Soproni-hegység metamorf képződményei a Keleti-Alpok Alsó Ausztroalpi takarórendszerének Semmeringi Egységébe (az ún. Grobgneiss sorozatba) tartoznak. A terület földtani viszonyainak korábbi tanulmányokon alapuló összefoglalásait lásd FÜLÖP (1990), KOVÁCS et al. (nyomdában). A hegység metamorfitjaira vonatkozó nézetek fejlődését FÜLÖP (1990) részletesen ismertette. A metamorf összlet Keleti-Alpokkal korrelált fejlődéstörténetét LELKES-FELVÁRI & SASSI (1981), valamint LELKES-FELVÁRI et al. (1984, 1986) körvonalazták. E szerint a területen kimutatható első, közepes termikus gradiensű (diszténes) amfibolit fáciesű, feltehetően prehercini korú regionális metamorfózist nagy (>34 °C km^{-1}) termikus gradiensű, változó hőmérsékletű, de uralkodóan amfibolit fáciesű hercini metamorf esemény követte. A nagykiterjedésű ortogneisz anyagát szolgáltató savanyú magmatizmus (gránitos plutoni és riolitos vulkáni tevékenység) kora bizonytalan: ó- vagy újpaleozos. Az alpi ciklusban e képződményeket közepes (<34 °C km^{-1}) termikus gradiensű, uralkodóan zöld-

1. ábra. → A Soproni-hegység földtani térképe FÜLÖP (1990) nyomán. Jelek: a) Óbrennbergi Csillámpala Tagozat; b) Vöröshídi Csillámpala Tagozat; c) gneisz; d) leukofillit; e) kvarcit

Fig. 1 Geological map of the Sopron Hills after FÜLÖP (1990). a) Brennberg Mica schist Member. b) Vöröshíd Mica schist Member. c) Gneiss. d) Leucophyllite. e) Kyanite quartzite


Budapest
0
100 km
SOPRON
Ady E. út
Nándormagaslati kf.
Gloriette-i kf.
Deák-kút.
Vashegyi kf.
Várisi kf.
Tolvajárok
Vörösfld
Pedagógus-forrás
Récényi úti kf.
Brennbergbánya
Köpéc
Kovácsárok
Nagy-Füzes alja
É
AUSZTRIA
0
1
2 km
a)
b)
c)
d)
e)

lószínűséggel ehhez az eseményhez kapcsolódott a leuchtenbergit-tartalmú kőzetek (leukofillitek és diszténkvarcitok) LELKES-FELVÁRI et al. (1984) szerint mállott savanyú vulkáni és vulkáni-törmelékes kőzetek izokémikus metamorfózisával, KISHÁZI & IVANCSICS (1987), valamint DEMÉNY el al. (1996, 1997) Mg-metaszomatózissal magyarázott keletkezése is. Az előbbiekben vázolt polimetamorf fejlődési modellel szemben KISHÁZI & IVANCSICS (1987, 1989) prekambriumi(?)- ópaleozoos üledékek kaledoni(?) és variszkuszi progresszív (nagy termikus gradiensű, andaluzitos) metamorfózisával és több szakaszos alpi retrográd metamorfózissal jellemzett modellt állítottak fel. Újabban TÖRÖK (1996, 1998) az ortogneisz összletben nagy nyomású és kis hőmérsékletű (kékpala fáciesű) alpi eseményt mutatott ki. A közeli és földtanilag rokon fertőrákosi csillámpala összlet felépítését KÓSA & FAZEKAS (1981), U-Th-RFF-ércesedését VINCZE et al. (1996) ismertette.

A vizsgált minták metamorf kőzettani jellemzése

Az *1. ábrán* feltüntetett mintavételi helyekről származó kőzetminták jegyzékét a lelőhely, a litosztratigráfiai egység és a meghatározott kőzettípus feltüntetésével a *II. táblázat* tartalmazza. E minták kőzetalkotó és metamorf indikátor járulékos ásványait a *III. táblázat*ban soroltuk fel.

A csillámpalák első csoportja (DE–10, –11 jelű minták) a variszkuszi nagy termikus gradiensű, nagy hőmérsékletű amfibolit fáciesű metamorfózis ásványegyüttesét őrizték meg, ezért a vizsgált minták közül a legnagyobb hőmérsékletet képviselik. A változó sillimanit/andaluzit arány alapján a DE–10 minta hőmérséklete kissé nagyobb lehetett, mint a DE–11 számú minta hőmérséklete. Jelentős retrográd hatás nem érte a mintákat. Mindkét minta tartalmaz szintén amfibolit fáciesű, de sztaurolit+gránát+muszkovit+plagioklász+kvarc anyagú csillámpala részeket, amelyek feltehetően a variszkuszi kisnyomású metamorfózist megelőző, közepes termikus gradiensű prevariszkuszi vagy idős variszkuszi metamorf esemény reliktumai.

A csillámpalák második csoportjában (AP–K, DE-8, APVh, I–2, és –4) a prealpi ásványegyüttesek nem őrződtek meg. Az alpi retrográd metamorfózis a gránát, disztén, sztaurolit és kloritoid alapján uralkodóan közepes termikus gradiensű volt. Hőmérséklete általában a gránát izográdot meghaladta (viszonylag apró, idio-, hipidioblasztos gránát szemcsék). Jellemző a csökkenő hőmérsékletet tükröző, nem egyensúlyi jellegű ásványegyüttesek sorozatának megőrződése az egyes kőzetekben. Így például a DE–8 jelű mintában a DE–10, –11 mintáktól lényegesen különböző mikrostruktúrájú, alpi sztaurolit(?)-gránát-muszkovit--biotit-plagioklász-kvarc együttes klorit-kloritoid-muszkovit(szericit)-kvarc együttessé alakult át (sztaurolit→szericit+kloritoid, biotit→klorit+opak, plagioklász→szericit+kloritoid), a domináns ásványegyüttes a zöldpala fáciesű, kloritoid-muszkovit-kvarc. Az APVh és az I–2 mintákban az előzőnél jobban megőrződött az alpi felülbélyegzés kezdeti ásványegyüttese: a gránát-biotit-paragonit-muszkovit-kvarc. (A sztaurolit hiánya miatt ennek hőmérséklete

valamivel kisebb lehetett, mint a DE–8 minta első kimutatható ásványegyütteséé. Itt a szericit+kloritoid együttes nem észlelhető, csupán a biotit kloritosodása, valamint az I–2 mintában a plagioklász szericitesedése jelzi a retrogresszió befejező (kishőmérsékletű zöldpala fáciesű) szakaszát, amely különösen intenzív volt az I–4 jelű mintában.

A gneisz változatok jellemzése a *II. táblázat*ban olvasható. Az uralkodó kvarc-plagioklász-K-földpát-muszkovit-biotit(gránát) ásványegyüttes mellett egyes mintákban (pl. I–1) a zöldpala fácies kisebb hőmérsékletű zónáját jelző szericit-klorit-kvarc-albit együttes is jelentős kifejlődésű.

A DE–18, –22, –23 minták csillámpala és gneisz *milonitosodás*ával, és a milonitosodást kísérő átkristályosodással (*blasztomilonit*) keletkeztek. A vizsgált *leukofillit* minták közül a D—20 és—25 jelű mintáknál szintén észlelhetőek a retrográd átkristályosodást megelőző milonitosodás nyomai.

Monacit és rabdofán az egyes kőzetfajtákban

A vizsgált minták járulékos ásványainak minőségi és gyakorisági viszonyait a *IV. táblázat* tartalmazza. A monacit mennyiségének becslése céljából mintánként egy-egy csiszolatban megszámoltuk a 10 µm-nél nagyobb monacit szemcséket. Ezek hozzávetőleges számát, továbbá az elemzések számát, átlagát, szórását (legalább 3 elemzés esetén) csoportonként, illetve a kiugró összetételűeket az *V/a–f táblázat*ok tartalmazzák, a 16 oxigénre számolt ionszámokkal és az Eu/Eu* értékekkel együtt. Az esetleges összetételbeli különbségek kimutatása végett lehetőleg mind nagy, mind kis szemcséket elemeztünk. Az egyes mérési pontokat kőzetfajtánként elkülönítve az Y/ΣRFF (ionszámok hányadosa) *vs.* Eu/Eu* síkban ábrázoltuk a *3/a–c* ill. *4/a–c ábrá*kon.

Csillámpalák

A monacit a Brennbergbánya környéki (Kovácsárok, Kőbérc-Oromvég) mintákban gyakori, ezzel szemben a Sopron környéki palákban nem (Pedagógus-f.) vagy alig (Gloriette-i kf.) fordul elő; a Vöröshídi-kf. palája az előbbiekhez áll közelebb. Elemzésük az *V/a* ill. *V/b táblázat*ban látható.

Andaluzitos, sillimanitos muszkovit-biotitpalák: A DE–10 mintában biotitban több szép, saját alakú monacitot (*I. tábla A*), valamint alaktalan, néha korrodált szemcséket találtunk. A RFF-lefutásuk egyenletes (*2/a ábra*), Y-tartalmuk viszonylag nagy, szórása kicsi; Eu-anomáliájuk mérsékelten negatív (*3/a ábra*). A (nagyobb sillimanit tartalmú) DE–11 -ben a monacit Y-tartalma kisebb és széles határok közt változik (Y_2O_3 = 0,14–1%), a Gd és nehezebb RFF-ek vele együtt mozognak, a kondritra normált RFF-lefutás meredekebb. Egy apatit kisméretű zárványa a DE–10 mintában lényegesen eltérő összetételű: az Y/ΣRFF ionszám-hányados nagy, az Eu/Eu* kicsi, ThO_2=0; (a nagy CaO-tartalom viszont a kis szemcseméret hatása). A Th hiánya elkülöníti a gneiszben és leukofillitben talált hasonló zárványoktól.

A Soproni-hegység vizsgált metamorf kőzetmintáinak jegyzéke

List of investigated rock samples

II. táblázat – Table II

minta	lelőhely	kőzettípus	litosztratigráfiai egység (FÜLÖP, 1990 nyomán)
DE-10	Kovácsárok Ny-i oldala	andaluzitos, sillimanitos, muszkovitos biotitpala gránátos muszkovit-biotitpala reliktummal (polimetamorf kőzet)	Soproni Csillámpala Formáció Óbrennbergi Csillámpala Tagozat
DE-11	Kovácsárok Ny-i oldala	sillimanitos, andaluzitos muszkovit-biotitpala sztaurolitos muszkovit-biotitpala reliktummal (polimetamorf kőzet)	
AP-K	Kőbérc-oromvégi kőfejtő	kloritos kloritoid-muszkovitpala (retrográd metamorf kőzet, amely a jól megőrződött reliktum fázisok, struktúrák alapján sztaurolitos, gránátos muszkovit-biotitpalából képződött)	
DE-8	Kőbérc-oromvégi kőfejtő	kloritos kloritoid-muszkovitpala (retrográd metamorf kőzet, amely a jól megőrződött reliktum fázisok, struktúrák alapján sztaurolitos, gránátos muszkovit-biotitpalából képződött)	
APVh	Vöröshíd	gránátos, paragonitos biotit-muszkovitpala (a biotit retrográd metamorf kloritosodásával)	Soproni Csillámpala Formáció Vöröshídi Csillámpala Tagozat
I-2	Gloriette-i kőfejtő	gránátos biotit-muszkovitpala zöldpala fácies klorit zónájú (klorit-szericites) retrográd metamorf felülbélyegzéssel, milonitosodás kezdeti nyomaival	
I-4	Pedagógus-forrás	gránátos biotit-muszkovitpala a biotit retrográd metamorf kloritosodásával	
DE-13	Vári kőfejtő	ortogneisz: gránátos, biotitos muszkovit-mikroklin-plagioklászgneisz	Soproni Gneisz Formáció Sopronbánfalvi Gneisz Tagozat Vári gneisz
I-1	Gloriette kőfejtő	injekciós ortogneisz: gránátos, biotitos muszkovit-mikroklin-plagioklászgneisz, zöldpala fácies klorit-zónás (klorit, szericit, kvarc, albit ?) retrográd metamorf felülbélyegzéssel	Soproni Gneisz Formáció Sopronbánfalvi Gneisz Tagozat Gloriettei gneisz
I-3	Deákkúti kőfejtő	aprószemű muszkovitgneisz: mikroklin-plagioklász-muszkovitgneisz	Soproni Gneisz Formáció Sopronbánfalvi Gneisz Tagozat Deákkúti gneisz
DE-2	Nándor-magaslati kőfejtő	ortogneisz: gránátos, biotitos muszkovit-mikroklin-plagioklászgneisz, igen gyenge klorit zónás retrográd felülbélyegzéssel	Soproni Gneisz Formáció Sopronbánfalvi Gneisz Tagozat

DE-17	Vas-hegy	középszemű muszkovitgneisz: mikroklin-plagioklász-muszkovitgneisz	
DE-18	Vas-hegy	csillámpala (biotitos muszkovitpala) eredetű milonit, a milonitosodást követő átkristályosodással (blasztomilonit: muszkovit-flogopit-pala)	Soproni Gneisz Formáció Sopronbánfalvi Gneisz Tagozat
DE-22	Tolvajárok	muszkovit-plagioklász gneisz eredetű milonit, a milonitosodást követő átkristályosodással (blasztomilonit: kvarc, albit, muszkovit (II) opak anyagú mátrixszal a kvarc, muszkovit (I) és plagioklász klasztok körül)	
DE-23	Tolvajárok	Csillámpala (biotitos muszkovitpala) eredetű milonit, a milonitosodást követő átkristályosodással (blasztomilonit: muszkovit-flogopit-pala)	
DE-1	Nándor-magaslat	leukofillit (leuchtenbergit-muszkovitfillit)	
DE-4	Sopron Ady Endre u.	leukofillit (leuchtenbergit-muszkovitfillit)	
DE-19	Vas-hegy	leukofillit (leuchtenbergit-muszkovitfillit)	
DE-20	Vas-hegy	csillámpala milonitosodásával és a milonitosodást követő átkristályosodással képződött (blasztomilonit jellegű) "leukofillit": leuchtenbergit-muszkovitfillit	
DE-25	Tolvajárok	csillámpala milonitosodásával és a milonitosodást követő átkristályosodással képződött (blasztomilonit jellegű) "leukofillit": leuchtenbergit-muszkovitfillit	
DE-6	Kőbérc-oromvég	diszténkvarcit	Soproni Csillámpala Formáció Óbrennbergi Csillámpala Tagozat
DE-7	Kőbérc-oromvég	diszténkvarcit	
I-5	Nagy-Füzes alja	diszténkvarcit	
DE-12	Récényi út	diszténkvarcit	

A vizsgált minták kőzetalkotó és metamorf indikátor ásványai (Fénymikroszkópos, elektronmikroszondás és röntgendiffraktométeres elemzések alapján

Rock forming and metamorphic indicator minerals (based on optical, electron microprobe and X-ray diffractometric investigations).

III. táblázat – Table III

minta	Qtz	Pl	Kfs	Ms	Prg	Bt	And	Ky	Sil	St	Grt	Chl [Ltb]	Cld
DE-10	+	+	+	+		+	+		+		+		
DE-11	+	+	+	+		+	+		+	+			
AP-K	+			+		+					+	+	+
DE-8	+			+	+	+				+	+	+	+
APVh	+			+	+	+					+	+	
I-2	+	+		+		+					+	+	
I-4	+			+		+					+	+	
DE-13	+	+	+	+		+					+		
I-1	+	+	+	+		+					+	+	
I-3	+	+	+	+									
DE-2	+	+	+	+		+					+	+	
DE-17	+	+	+	+									
DE-18	+			+		+*							
DE-22	+	+		+									
DE-23	+			+		+*							
DE-1	+			+								[+]	
DE-4	+			+				+				[+]	
DE-19	+			+								[+]	
DE-20	+			+								[+]	
DE-25	+			+								[+]	
DE-6	+		+	+		+		+				[+]	
DE-7	+		+	+				+				[+]	
I-5	+		+	+				+				[+]	
DE-12	+			+				+				[+]	

Az ásványnevek rövidítései nagyrészt KRETZ (1983) nyomán: Qtz-kvarc; Pl-plagioklász; Kfs-káliföldpát; Ms-muszkovit (fengit is); Prg-paragonit; Bt-biotit; And-andaluzit; Ky-disztén (kianit); Sil-sillimanit; St-sztaurolit; Grt-gránát; Chl-klorit; Ltb-leuchtenbergit; Cld-kloritoid

* flogopit

*Mineral name abbreviations mainly after KRETZ (1983). * phlogopite.*

A járulékos ásványok minőségi és gyakorisági viszonyai (elektronmikroszondás elemzések alapján)

Quality and abundance of accessory minerals (based on EMPA)

IV. táblázat – Table IV

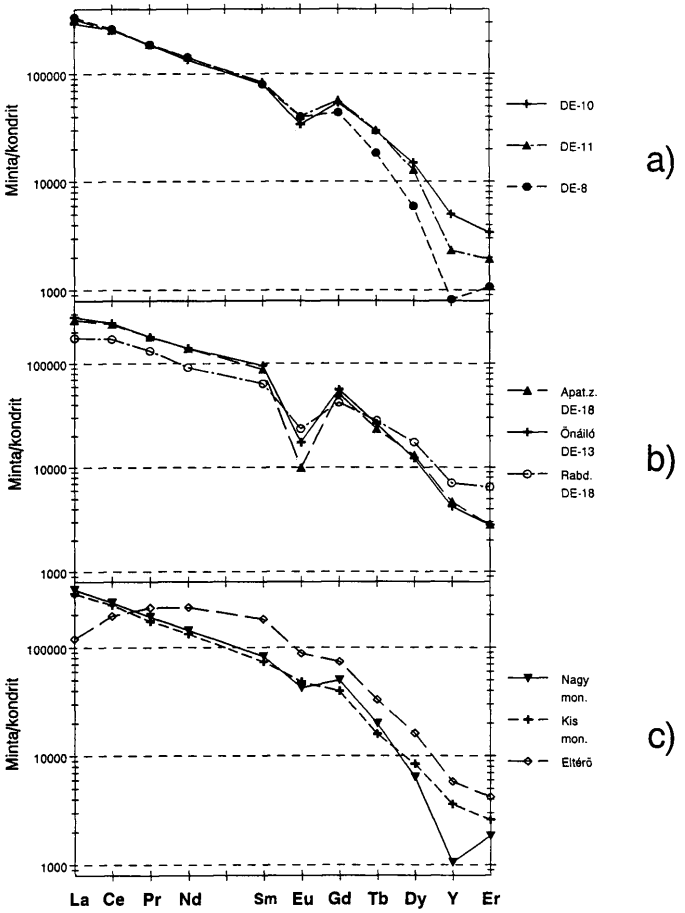
minta	Mnz	Rh	Flr	Xen	All	Che	Zrn	Ap [Cl]{RFFz}	Rt	Ilm	Hem	egyéb ásvány, megjegyzések
DE-10	xx			x			xx	xx {1}	x	x	x	
DE-11	xx			x			xx		x	x	x	
AP-K	xx	x			1	x	xx	x		x	x	
DE-8	xx			x			x			x	x	
APVh	xx					1	x	x	x	xx	x	(1)
I-2	x	x		x			x	x		x	x	(1,2)
I-4		x					x	x		xx		
DE-13	x	x			1		x	x {x}	x		x	(3)
I-1	x	x		x			x	x [x]		x	x	(2)
I-3	1	x			x	x	x	x {x}	x	x	x	(4)
DE-2	x	x		x	1	x	x	x {x}	x	x	x	
DE-17	x	x		x	x		xx	x {x}	x			(5,6)
DE-18	x	x		x	1	1	xx	xx {x}				(5)
DE-22	1	x			1		x	x	x		x	(6)
DE-23	x			x	1	x	x	x {x}		x	x	(7)
DE-1	x						x	x				
DE-4	x		xx	xx			x	xx	x		x	
DE-19	xx			x			x	x {x}	x			
DE-20			x	x		1	x	x	x			
DE-25	x			x		x	x	x	x			
DE-6	xx			xx			x	x [x]	x			(8)
DE-7	xx		x	xx			x	x [x]	x			(9)
I-5	x			xx			x		xx			
DE-12	x		x	1			xx		xx			

Mennyiségi viszonyok: xx-gyakori; x-ritka; 1-a csiszolatban 1 szemcse található. Az apatitnál a Cl⁻-tartalmú változatot [Cl], valamint a ritkaföldfém-tartalmú monacit vagy xenotim zárványokat tartalmazó változatot is elkülönítettük

Az ásványnevek rövidítései nagyrészt KRETZ (1983) nyomán: Mnz-monacit; Rh-rabdofán; Flr-florencit; Xen-xenotim; All-allanit; Che-cheralit; Zrn-cirkon; Rt-rutil; Ilm-ilmenit; Hem-hematit; Ap-apatit

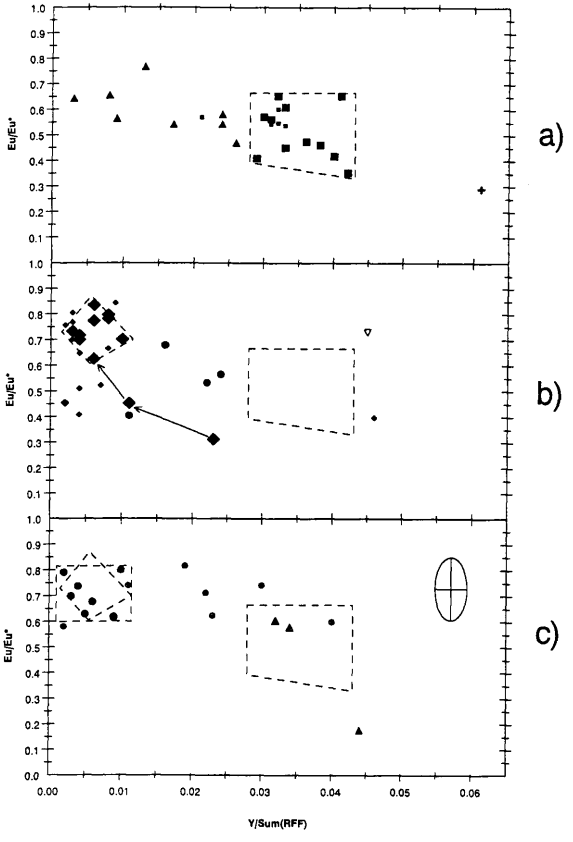
Megjegyzések: (1) a gránátban monacit zárványok; (2) kéntartalmú rabdofán; (3) pirit; (4) epidot; (5) monacit csak apatitban, zárványként; (6) titanit; (7) jarozit és uranotórit; (8) turmalin; (9) a xenotim zónás

Abundance: xx-abundant, x-rare. 1-one grain in the section. At apatite: [Cl]-Cl-apatite, {RFFz}-contains Mnz or Xen inclusions. Mineral name abbreviations mainly after KRETZ *(1983). Notes: (1) cheralite grown on Mnz; (2) Mnz inclusions in Grt;*



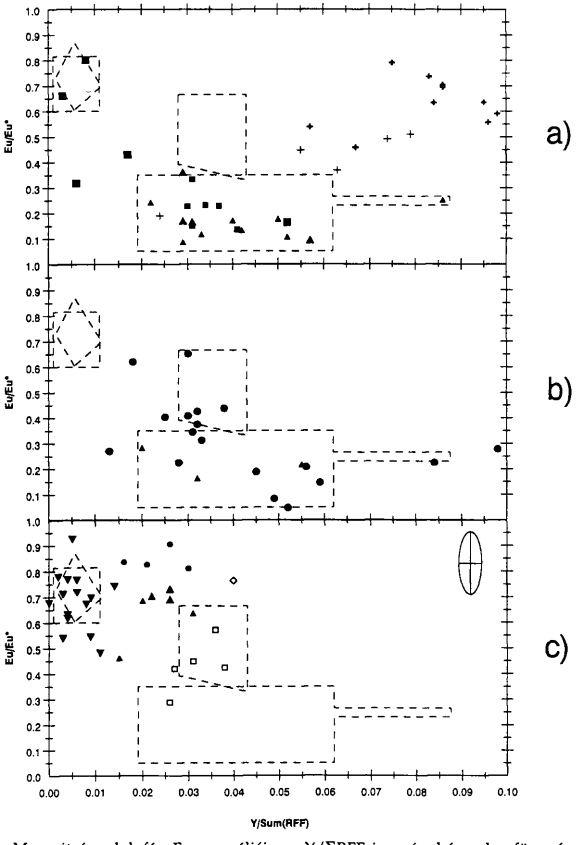
2. *ábra.* Monacit és rabdofán RFF-tartalmának kondritra normált lefutása. (Az egyes csoportok átlaga, egy kivétellel.) A jelmagyarázat az ábra mellett látható. a) Csillámpalák b) Gneiszek c) Kvarcitok: szürke kvarcitban nagy és kis szemcsék és az eltérő DE–7/a elemzés

Fig. 2 Chondrite normalised REE patterns of monazites and rhabdophanes (averages with one exception). a) Mnz in mica schists. b) Gneisses: ▲ = Mnz inclusions in Ap. + = free Mnz grains. ○ = Rhabdophanes. c) Mnz in quartzites: ▼= big size grains. + = small size grains. ◊ = Outlier (sample DE–7, anal. a)



3. *ábra.* Monacit Eu-anomáliája az Y/RFF ionszám-hányados függvényében a csillámpalákban. a) Andaluzit-sillimanit palák. ■: DE–10, önálló szemcsék. +: DE–10, apatit zárványa. ▲:DE–11. b) Kloritoid-muszkovit palák. ✦: DE–8. ●: AP-K. ∇: rabdofán az AP-K mintában. A nyilak egy zónás szemcse magjától a pereme felé mutatnak. c) Klorit-muszkovit palák: ●: APVh. ▲: I–2. - Mindhárom ábrán a szürke jelek gránát zárványait, az egytípusú nagy és kis jelek nagy ill. kis szemcséket jelölnek. A négyszögek a nagy önálló szemcséket tartalmazzák. Az ellipszis féltengelyei a mérési hibát jelzik

Fig. 3 Eu-anomaly vs. Y/RFF of monazites in mica schists. a) And-Sil schists. ■: *DE–10, free grains.* +: *DE-10, incl. in Ap.* ▲: *DE–11. b) Cld-Ms scists.* ✦: *DE–8.* ●: *AP-K.* ∇: *rhabdophane in AP-K. Arrows direct from core towards rim of a zoned grain. c) Chl-Ms schists.* ●: *APVh.* ▲: *I–2. The grey symbols indicate inclusions in Grt. Big and small size symbols indicate big and small size grains, resp. Dashed quadrangles include big size grains. The semi-axes of the ellipse are equal with the analytical errors*



4. ábra. Monacit és rabdofán Eu-anomáliája az Y/ΣRFF ionszám-hányados függvényében. a) Gneiszek. ■: Monacit, + (vastag): rabdofán flogopitmentes gneiszben. ▲: Monacit, + (vékony): rabdofán flogopittartalmú gneiszben. A kis jelek apatit zárványai, a nagyok önálló monacit szemcsék. A sokszög az apatit zárványait veszi körbe valamennyi mintában. b) Leukofillitek. ●: önálló monacit, ▲: apatit zárványa. c) Kvarcitok ▼: DE–6 és DE–7, nagy monacit✎ ●: DE–6, kis szemcsék. ◊: DE–7, monacit florencithalmaz belsejében. ▲: I–5 (nagy ill. kis szemcsék). ❑: DE–12 minta

Fig. 4 Eu-anomaly vs. Y/ΣRFF of monazites and rhabdophanes. a) Gneisses ■: Mnz, + (thick): rhabdophane in gneisses without Phl. . ▲: Mnz, + (thin) rhabdophane in gneisses with Phl. The small size symbols indicate inclusions in Ap, the big symbols mean free grains. The dashed polygon includes inclusions in apatite in all of the samples. b) Leucophyllites. ●: free Mnz, ▲: inclusions in Ap. c) Quartzites. ▼: DE–6 and DE–7, big Mnz grains, ●: DE–6, small grains. ◊: DE–7, Mnz among florencite grains. ▲: I–5. ❑: DE–12

Kloritoid-muszkovitpalák: A DE–8 mintában viszonylag gyakoriak a nagy (0,1 mm-t meghaladó), részben idioblasztos, részben korrodált szemcsék (*I. tábla B*). A legtöbb monacitban az Y-tartalom és az egyes RFF-ek szórása kicsi, de két elemzés különböző. Egy kisebb (10x40mm-es) szemcse Y-dús; az egyik nagy szemcse középen ugyancsak Y-gazdag. Ugyanitt az Eu/Eu* viszonylag alacsony. A zónás nagy szemcse széle felé az Y-tartalom csökken, az Eu/Eu* nő. Néhány kis monacit szemcse gránátban található, összetételük nem különbözik a többiétől. Az AP-K mintában a monacit kevésbé gyakori, viszonylag kis méretű. A szemcsék részben elbomlottak *rabdofánná* (*II. tábla A*), és önálló rabdofán is előfordul.

Klorit-muszkovitpalák: A *vöröshídi* csillámpalában (APVh) jól elkülönül két monacit generáció: nagy, önálló szemcsék, illetve apró <10μm) zárványok gránát *külső* zónájában (*I. tábla C–D*). A kőzetben u.i. több olyan gránát szemcsét találtunk, amelynek továbbnövekedéssel kialakult, élesen eltérő összetételű szegélye van. A középtől kifelé egyenletesen növekvő Fe-tartalom itt hirtelen lecsökken, a Ca és Mn felugrik, majd újra a Fe nő a Ca és Mn rovására. A kis Mg-tartalom a Fe-vel együtt változik. Monacitzárványok csak a külső zónában vannak. Y-tartalmuk nagyobb, Th-tartalmuk kisebb, mindkét elem szórása nagyobb, mint az önálló szemcséké.

A *Gloriette*-i I–2 minta 3 kis monacit szemcséje közül kettő gránát, az egyikük ezen belül xenotim zárványa; ezek közel egyforma összetételűek és minden szempontból a DE-10 minta nagy monacitjai közé esnek. A harmadik szemcse Y- és egyéb RFF-tartalom szempontjából valamelyest különbözik a gránátokban találtaktól, Eu/Eu* -értéke határozottan kisebb a palákban előforduló monacitok többségénél. A xenotimban lévő monacitra GRATZ & HEINRICH (1997) geotermobarométerével, P=2 kbar-t feltételezve 710 °C, 9 kbarral számolva 540 °C képződési hőmérsékletet kaptunk.

A csillámpalákban az önálló monacitszemcsék ThO_2 tartalma 2–10% közt változik, a CaO pedig ezzel párhuzamosan, közelítőleg az (1) egyenletnek megfelelő helyettesítés szerint, ld. *5/a. ábra*. A zárványok Th-tartalma többnyire kisebb.

Gneiszek

A vizsgált gneisz minták Sopron környékiek. Ezekben a csillámpalákhoz hasonlóan kevés, kisméretű monacit szemcsét találtunk. Nagyrészük apatit zárványaként jelenik meg (*II. tábla C, D*), méretük ritkán éri el a 10 μm-t (a darabszámuk ezért hiányzik a táblázatból). Szinte mindegyik mintában van *rabdofán* (*II. tábla B, C*). A flogopittartalmú gneiszekben a monacit gyakoribb, ami az elemzések számában is tükröződik. Ez különösen az azonos lelőhelyen (Vashegy, Tolvajárok), egymástól néhány cm-re vett minták esetén meglepő. A monacit elemzéseket az *V/c táblázat*ban, a rabdofánt az *V/d*-ben tüntettük fel.

Az **apatitba zárt** monacit szemcsék a kőzetfejlődés korábbi szakaszában keletkezhettek, mint az önállóak. Eu-anomáliájuk negatívabb (Eu/Eu* értékük kisebb), mint a palákban levőké (0,4-nél kisebb; a palákban >0,35), vö. a *2/a* és *2/b ábrát*. Y-tartalmuk (ill. Y/RFF értékük) szélesebb tartományban változik és

általában nagyobb, mint a palák monacitjai. Az **önálló monacit** szemcsék nagyobb részére is jellemző a nagy negatív Eu-anomália (10 közül 7 esik 0,4 alá). Y-tartalmuk hasonló, esetenként kisebb az apatitbeliekénél. A ThO_2-tartalmuk többnyire 5 és 9% közé esik; az önálló szemcsék Ca-tartalma közelítőleg ezzel egyenértékű az (1) helyettesítés szerint, míg az apatit zárványaiban rendszerint többet mértünk a kis méret miatt, ld. *5/a ábra*.

A nándormagaslati gneiszben (DE–2) mindkét önálló monacitszemcse Eu-anomáliáját tekintve a pala-beli monacitok közé esik, Th-tartalmuk feltűnően kicsi. A Gloriette-i injekciós gneisz (I–1) egyik monacitszemcséje (b. oszlop) ugyancsak a palák közé esik. Érdekes ugyanakkor, hogy a gloriettei palában mért önálló monacit viszont a gneiszbelieékéhez hasonlít.

A **rabdofán** szemcsék összetétele változatos. Találunk köztük Th-dús, a cheralit összetételét közelítő szemcséket (DE–22) és Y-dúsakat (I–3) is. Esetenként igen alacsony oxidösszegük a kis szemcseméret következménye lehet. Ca-tartalmuk a legtöbb esetben határozottan magasabb annál, ami a Th+U beépüléskor a töltéskiegyenlítéshez szükséges (*5/b ábra*), ugyanakkor nem származhat a környezetből, mint az apatitba zárt kis monacit esetében. Gyakran találhatók üregekben, esetleg apatit mellett (2. *tábla*). Kondritra normált RFF-lefutásuk általában a monacitokénál laposabb (*2/b ábra*), negatív Eu-anomáliájuk kisebb (Eu/Eu* értékük nagyobb). Többségük RFF-tartalmú ásványok mállása, esetenként azt követő vizes oldatban való transzportja után képződhetett, de a DE-18-ban a monacitokhoz nagyon hasonló összetételű szemcse (b. oszlop) egy önálló monacit helyszíni bomlásterméke lehet.

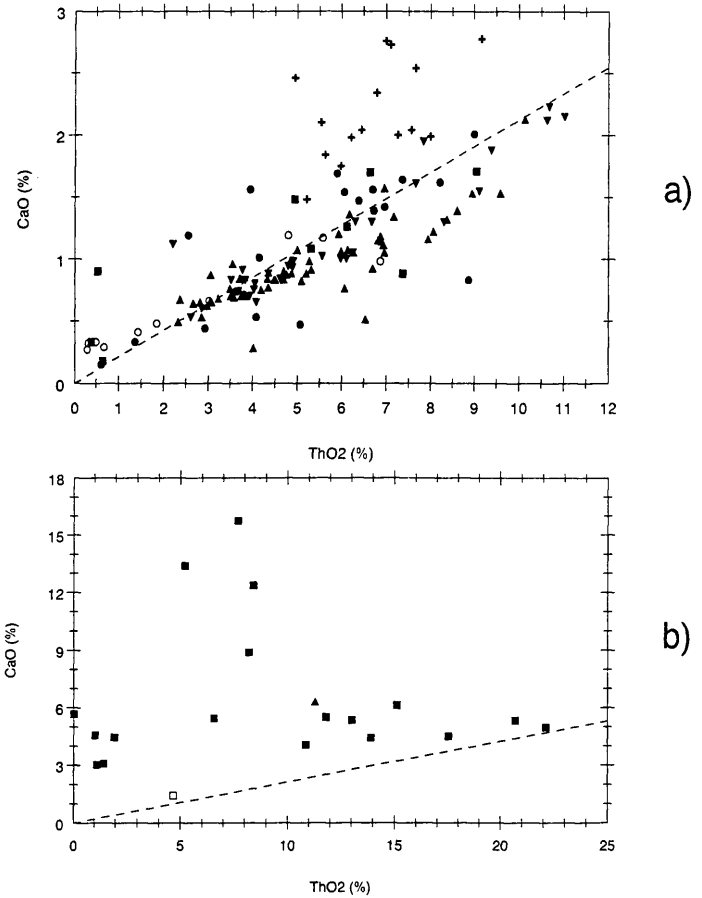
Diszténkvarcitok

A Brennbergbánya-környéki kvarcitokban – a palákhoz hasonlóan – a monacit gyakori, a Sopron-környékiekben ritka: *V/e táblázat*.

Brennbergbányai szürke kvarcitok: Mindkét vizsgált minta (DE–6 és –7) sok 10–100 μm közti méretű monacitot tartalmaz (*III. tábla A*). Összetételük hasonlít az ugyanott gyűjtött DE–8 jelű palában levőkéhez. Ezen kívül a DE–6 jelű mintában néhány halmaz 10μm-nél kisebb szemcséből áll (*III. tábla B*), amelyek összetétele és kondritra normált RFF-lefutása eltér a nagyobbakétól (*2/c. ábra*), negatív Eu-anomáliájuk jóformán eltűnik. A DE–7 jelű mintában egy nagy florencithalmaz belsejében levő kis monacit-szemcsék összetétele feltűnően eltér a nagyokétól (a. oszlop). A kisméretű, a nagyobbakétól eltérő összetételű monacit mindkét mintában másodlagos lehet és az illető kőzetben képződhetett.

Sopron környéki kvarcitok: Az I–5 jelű szürke és a DE–12 jelű fehér kvarcitban a monacit kevés. Összetételük hasonlít egymáshoz és a LaNd tartományban a DE–6 minta kis monacitjához. Eu-anomáliájuk azonban eltérő: a fehér kvarcitban határozottan negatívabb (*2/c ábra*).

A kvarcitokban a monacit ThO_2 tartama 2–11% közt változik, a CaO itt is nagyjából az (1) helyettesítésnek megfelelően követi. Mind a DE–7, mind a DE–12 jelű mintában néhány monacithoz florencit tapad (*III. tábla C*), e mona-



5. ábra. A CaO változása a ThO_2 függvényében. a) Monacit. b) Rabdofán. *Jelek:* Önálló szemcsék: ▲: csillámpala, ■: gneisz, ▼: kvarcit, ●: leukofillit. Zárványok: ○: gránát zárványai (csak csillámpalában), +: apatit zárványai. ❑: eltérő összetételű rabdofán a DE–18 mintában. A szaggatott vonal a Th-mal egyenértékű Ca-ot jelzi az (1) reakció szerint

Fig. 5 CaO vs. ThO_2. a) Monazite. b) Rhabdophane. Symbols: Free grains: ▲: *mica schist,* ■: gneiss, ▼: *quartzite,* ●: *leucophyllite. Inclusions:* ○: in Grt (in mica schists only), +: *in Ap.* ❑: *outlier rhabdophane in DE–18. Dashed line indicates Ca equivalent with Th according to reaction (1)*

Monacit összetétele brennbergbányai csillámpalákban

Monazite compositions in mica schists from Brennbergbánya.

V/a. táblázat – Table V/a

Minta	DE-10			DE-11		DE-8				AP-K		
Sz.sz.	>100			60		110				15		
			Ap.z.					a)	b)			Rabd.
	Átl	Sz		Átl.	Sz	Átl	Sz			Átl.	Sz	
Elemzés	16		1	8		21		1	1	4		1
Y_2O_3	1,44	0,20	1,30	0,67	0,35	0,23	0,12	1,00	1,86	0,77	0,23	1,55
La_2O_3	12,66	1,11	5,18	13,98	0,65	14,51	0,60	14,91	11,92	13,05	0,79	9,30
Ce_2O_3	29,10	1,38	13,35	28,61	1,24	29,41	0,94	28,13	25,46	27,98	1,73	22,56
Pr_2O_3	2,99	0,19	1,67	3,02	0,11	3,02	0,18	3,00	2,73	2,82	0,23	2,35
Nd_2O_3	11,18	0,53	5,97	11,77	0,41	11,86	0,36	11,27	10,96	11,32	0,80	9,07
Sm_2O_3	2,15	0,13	1,28	2,25	0,11	2,14	0,18	1,95	2,04	2,14	0,20	1,88
Eu_2O_3	0,34	0,05	0,12	0,41	0,05	0,40	0,09	0,20	0,28	0,35	0,05	0,40
Gd_2O_3	1,89	0,23	1,26	2,00	0,34	1,54	0,16	1,98	2,29	1,89	0,22	1.51
Tb_2O_3	0,16	0,06	0,16	0,20	0,05	0,09	0,06	0,15	0,26	0,17	0,03	0,17
Dy_2O_3	0,60	0,09	0,57	0,56	0,22	0,22	0,06	0,57	0,94	0,48	0,08	0,69
Er_2O_3	0,08	0,04	0,17	0,06	0,01	0,02	0,04	0,06	0,15	0,07	0,03	0,12
CaO	1,01	0,29	29,36	0,96	0,25	0,77	0,23	0,74	1,57	1,11	0,70	6,29
ThO_2	5,41	1,89	0,00	5,33	1,75	4,12	1,55	3,61	6,96	6,93	2,39	11,29
UO_2	0,60	0,18	0,62	0,55	0,21	0,62	0,35	0,55	0,96	0,45	0,24	0,39
SiO_2	0,21	0,14	0,04	0,22	0,12	0,21	0,18	0,03	0,01	0,72	0,39	0,28
P_2O_5	29,60	0,55	38,73	29,70	0,47	29,72	0,88	29,62	30,12	28,97	1,54	26,59
Összeg	99,46	0,75	99,85	100,26	0,93	98,90	1,32	97,73	98,52	99,21	1,48	94,44
Ionszámok 16 oxigénre												
Y	0,121	,017	0,085	0,056	,030	0,020	,010	0,085	0,156	0,065	,019	0,137
La	0,738	,067	0,233	0,812	,038	0,849	,039	0,879	0,693	0,765	,037	0,571
Ce	1,683	,085	0,597	1,648	,072	1,708	,051	1,647	1,470	1,628	,075	1,374
Pr	0,172	,011	0,074	0,173	,007	0,175	,009	0,175	0,157	0,163	,011	0,142
Nd	0,631	,032	0,261	0,661	,024	0,672	,017	0,644	0,617	0,642	,035	0,539
Sm	0,117	,007	0,054	0,122	,006	0,117	,009	0,107	0,111	0,117	,010	0,108
Eu	0,018	,002	0,005	0,022	,003	0,022	,005	0,011	0,015	0,019	,002	0,023
Gd	0,099	,012	0,051	0,104	,018	0,081	,009	0,105	0,120	0,100	,012	0,083
Tb	0,008	,003	0,006	0,010	,003	0,005	,003	0,008	0,013	0,009	,001	0,009
Dy	0,031	,005	0,022	0,028	,011	0,011	,003	0,029	0,048	0,024	,004	0,037
Er	0,004	,002	0,007	0,001	,001	0,001	,002	0,003	0,007	0,001	,002	0,004
Ca	0,171	,049	3,844	0,161	,041	0,131	,039	0,127	0,265	0,191	,126	1,121
Th	0,194	,067	0,000	0,191	,062	0,149	,057	0,131	0,250	0,252	,093	0,427
U	0,021	,006	0,017	0,019	,007	0,022	,012	0,020	0,034	0,016	,009	0,014
Si	0,033	,022	0,005	0,035	,019	0,033	,028	0,005	0,002	0,115	,065	0,047
P	3,959	,037	4,007	3,957	,026	3,989	,050	4,010	4,021	3,897	,104	3,745
Σ	8,002	,026	9,270	8,001	,013	7,983	,022	7,984	7,979	8,005	,049	8,381
Eu/Eu*	0.526	,089	0,290	0.596	,091	0.676	,133	0,313	0.398	0.546	,113	0.729

Sz.sz. = Szemcsék száma a csiszolatban. Átl = átlag Sz = szórás.
Ap.z. = Apatit zárványa. Rabd. = Rabdofán

Elemzés=number of analyses. Sz.sz.=Number of grains in one section. Átl=average, Sz=standard deviation. Ap.z.=inclusion in apatite. Rabd.=rhabdophane

Monacit összetétel Sopron-környéki csillámpalákban

Monazite compositions in mica schists near Sopron

V/b. táblázat – Table V/b

Minta	APVh				I-2	
	Önálló		Gránát zárv.		Gr.z.	Ö
Sz. sz.	16		kb. 30		2	1
	Átl.	Sz.	Átl.	Sz.	Átl.	
Elemzés	8		7		2	1
Y_2O_3	0,26	0,13	0,97	0,57	1,39	1,97
La_2O_3	12,14	0,45	14,10	0,52	12,63	12,92
Ce_2O_3	28,80	0,83	31,97	0,85	28,30	29,57
Pr_2O_3	3,13	0,05	3,27	0,15	2,95	3,05
Nd_2O_3	11,27	0,25	11,21	0,61	11,18	11,46
Sm_2O_3	2,45	0,12	2,05	0,20	2,10	2,30
Eu_2O_3	0,51	0,04	0,42	0,06	0,38	0,12
Gd_2O_3	2,09	0,22	1,74	0,35	1,86	1,91
Tb_2O_3	0,16	0,04	0,16	0,05	0,18	0,21
Dy_2O_3	0,37	0,08	0,52	0,25	0,66	0,65
Er_2O_3	0,04	0,02	0,09	0,07	0,12	0,24
CaO	1,10	0,10	0,39	0,14	1,18	0,84
ThO_2	6,90	0,88	1,15	1,01	5,19	3,71
UO_2	0,35	0,05	0,39	0,22	0,48	0,35
SiO_2	0,34	0,09	0,07	0,07	0,15	0,03
P_2O_5	28,96	0,40	29,01	1,28	29,55	30,14
Összeg	98,84	0,44	97,52	1,60	98,25	99,48
Ionszámok 16 oxigénre						
Y	0,022	,011	0,084	,050	0,118	0,164
La	0,718	,026	0,840	,041	0,741	0,747
Ce	1,691	,050	1,891	,066	1,649	1,696
Pr	0,183	,002	0,192	,008	0,171	0,174
Nd	0,646	,013	0,646	,035	0,635	0,641
Sm	0,135	,006	0,114	,011	0,115	0,124
Eu	0,028	,002	0,023	,004	0,021	0,006
Gd	0,111	,012	0,093	,020	0,098	0,099
Tb	0,008	,002	0,009	,003	0,009	0,011
Dy	0,019	,004	0,027	,013	0,034	0,033
Er	0,002	,001	0,005	,004	0,006	0,012
Ca	0,189	,017	0,068	,022	0,201	0,141
Th	0,252	,033	0,042	,036	0,188	0,132
U	0,013	,002	0,014	,008	0,017	0,012
Si	0,054	,014	0,011	,012	0,023	0,005
P	3,932	,031	3,964	,070	3,980	3,999
Σ	8,002	,016	8,024	,050	8,004	7,998
Eu/Eu*	0,696	,075	0,688	,088	0,590	0,176

Gr.z. = Gránát zárványa. Ö = Önálló

Gr.z.= inclusion in garnet. Ö = free grain.

Monacit összetétel gneiszekben

Monazite compositions in gneisses

V/c. táblázat – Table V/c

Minta	DE-13		I-1		I-3	DE-2		DE-17	DE-18		DE-23			
	Ap.z.	Ö	Ö	Ö	Ap.z.	Ap.z.	Ö	Ap.z.	Apatit zárv.		Apatit zárv.		Önálló	
		Átl.	a)	b)		Átl.	Átl.	Átl.	Átl.	Sz	Átl.	Sz.	Átl.	Sz.
Elemzés	1	2	1	1	1	2	2	2	5		3		4	
Y_2O_3	1,73	1,21	4,08	0,72	1,51	1,01	0,25	1,33	1,34	0,32	2,64	0,87	1,53	0,50
La_2O_3	12,45	12,05	6,02	12,05	11,36	9,46	15,55	11,90	11,27	0,64	11,82	0,31	11,81	2,27
Ce_2O_3	26,66	27,52	16,44	29,05	27,03	21,77	31,49	27,04	26,81	1,23	26,42	0,94	27,64	2,74
Pr_2O_3	3,01	2,89	2,12	3,14	2,88	2,25	3,09	3,12	2,91	0,18	3,03	0,11	2,93	0,25
Nd_2O_3	11,25	11,65	7,41	12,83	11,40	8,40	11,13	11,99	11,59	0,58	10,72	0,27	11,47	0,37
Sm_2O_3	2,44	2,56	2,47	2,06	2,55	1,70	2,07	2,48	2,36	0,11	2,34	0,22	2,56	0,35
Eu_2O_3	0,10	0,18	0,10	0,23	0,17	0,12	0,41	0,17	0,10	0,04	0,12	0,04	0,15	0,08
Gd_2O_3	2,08	1,97	1,91	1,31	2,05	1,36	1,39	1,98	1,80	0,29	2,04	0,17	2,21	0,48
Tb_2O_3	0,19	0,18	0,33	0,06	0,23	0,12	0,13	0,17	0,16	0,05	0,25	0,02	0,19	0,05
Dy_2O_3	0,62	0,54	1,22	0,25	0,68	0,47	0,18	0,62	0,57	0,09	0,95	0,08	0,66	0,25
Er_2O_3	0,05	0,08	0,31	0,10	0,15	0,08	0,04	0,11	0,08	0,03	0,21	0,07	0,13	0,05
CaO	2,10	1,18	5,33	1,26	2,76	15,49	0,62	2,19	2,23	0,34	2,39	0,38	1,17	0,72
ThO_2	5,54	6,16	6,37	6,12	7,00	5,02	0,46	6,65	7,53	1,08	6,09	1,08	5,42	3,53
UO_2	0,87	0,58	14,69	0,32	1,01	0,49	0,05	0,51	0,72	0,21	1,08	0,04	0,83	0,85
SiO_2	0,06	0,72	0,39	0,39	0,13	0,13	1,57	0,29	0,17	0,12	0,20	0,10	0,57	0,40
P_2O_5	30,38	29,27	29,96	29,55	30,64	34,01	29,49	28,97	29,92	0,36	29,49	0,88	30,33	0,98
Összeg	99,47	98,70	99,21	99,46	101,60	102,25	97,83	99,48	99,56	1,39	99,79	0,85	99,57	0,78
Ionszámok 16 oxigénre														
Y	0,143	0,101	0,336	0,060	0,123	0,073	0,021	0,112	0,111	,027	0,221	,074	0,126	,041
La	0,714	0,704	0,344	0,701	0,640	0,480	0,898	0,696	0,651	,033	0,683	,017	0,676	,129
Ce	1,518	1,597	0,932	1,678	1,512	1,095	1,803	1,570	1,537	,063	1,515	,031	1,571	,145
Pr	0,171	0,167	0,120	0,180	0,160	0,112	0,176	0,180	0,166	,009	0,173	,004	0,166	,014
Nd	0,625	0,659	0,410	0,723	0,622	0,412	0,622	0,679	0,648	,031	0,600	,009	0,636	,020
Sm	0,131	0,140	0,132	0,112	0,134	0,080	0,111	0,136	0,127	,007	0,126	,012	0,137	,018
Eu	0,005	0,010	0,005	0,012	0,009	0,005	0,022	0,009	0,005	,002	0,007	,002	0,008	,004
Gd	0,107	0,103	0,098	0,069	0,104	0,062	0,072	0,104	0,093	,015	0,106	,009	0,113	,024
Tb	0,010	0,009	0,017	0,003	0,012	0,005	0,006	0,009	0,008	,002	0,013	,001	0,010	,003
Dy	0,031	0,027	0,061	0,013	0,033	0,021	0,009	0,032	0,029	,005	0,048	,004	0,033	,013
Er	0,002	0,004	0,015	0,005	0,007	0,003	0,002	0,005	0,004	,001	0,011	,003	0,006	,002
Ca	0,350	0,200	0,885	0,213	0,452	2,252	0,103	0,372	0,374	,057	0,401	,064	0,195	,120
Th	0,196	0,222	0,225	0,220	0,243	0,158	0,016	0,240	0,269	,040	0,218	,042	0,192	,125
U	0,030	0,020	0,506	0,011	0,034	0,015	0,002	0,018	0,025	,007	0,038	,001	0,029	,029
Si	0,009	0,114	0,060	0,062	0,020	0,017	0,244	0,046	0,027	,018	0,031	,016	0,088	,062
P	3,999	3,923	3,929	3,947	3,965	3,937	3,905	3,890	3,966	,036	3,910	,051	3,986	,062
Σ	8,039	7,999	8,078	8,009	8,075	8,729	8,010	8,096	8,040	,019	8,098	,029	7,972	,030
Eu/Eu*	0,136	0,240	0,141	0,430	0,228	0,241	0,732	0,229	0,149	,060	0,177	,073	0,197	,115

Ap.z. = Apatit zárványa Ö = Önálló

Ap.z.= inclusion in apatite. Ö = free grain.

Rabdofán összetétrel gneiszekben

Rhabdophane compositions in gneisses

V/d. táblázat – Table V/d

Minta	DE-13.		I-3		DE-2	DE-17	DE-22			DE-18		
				Y-dús				Th-dús		a)		b)
	Átl.	Sz.	Átl.	Átl.			Átl.	Átl.	Sz.	Átl.	Sz.	
Elemzés	4		2	2	1	1	2	3		4		1
Y_2O_3	2,51	0,73	4,88	21,87	5,12	3,19	3,05	2,33	0,36	2,03	0,44	0,93
La_2O_3	7,95	0,80	9,43	0,32	7,00	9,52	9,74	6,04	0,94	7,55	1,21	13,19
Ce_2O_3	17,98	2,79	21,38	1,03	18,29	23,53	23,19	15,74	2,50	19,28	3,53	25,73
Pr_2O_3	2,22	0,18	2,46	0,15	1,89	2,64	2,54	1,75	0,18	2,13	0,29	2,42
Nd_2O_3	8,01	0,50	9,66	0,82	7,09	9,79	9,84	6,87	0,91	7,62	0,89	9,60
Sm_2O_3	1,91	0,19	2,78	0,70	1,77	2,41	2,53	1,69	0,23	1,71	0,23	1,83
Eu_2O_3	0,33	0,08	0,50	0,16	0,29	0,51	0,55	0,35	0,04	0,24	0,06	0,11
Gd_2O_3	1,80	0,33	2,56	1,57	1,81	1,88	2,18	1,52	0,18	1,48	0,20	1,74
Tb_2O_3	0,18	0,06	0,34	0,50	0,31	0,27	0,26	0,19	0,05	0,19	0,02	0,15
Dy_2O_3	0,89	0,14	1,47	3,62	1,37	0,99	1,08	0,87	0,04	0,76	0,08	0,54
Er_2O_3	0,21	0,07	0,37	2,12	0,50	0,24	0,16	0,16	0,03	0,19	0,06	0,07
Yb_2O_3	0,05	0,03	0,14	1,65	0,27	-	0,03	0,07	0,07	-	-	-
CaO	12,59	2,85	5,12	5,92	4,41	4,45	3,05	4,93	0,42	5,59	0,35	1,41
ThO_2	7,38	1,48	0,53	13,86	13,91	1,94	1,27	20,11	2,35	11,62	3,65	4,67
UO_2	0,47	0,12	0,99	4,75	1,04	0,89	0,10	0,47	0,40	0,64	0,23	2,95
SiO_2	0,43	0,25	0,41	5,78	2,62	0,26	1,10	4,08	1,78	0,82	1,00	0,31
P_2O_5	29,34	1,20	29,12	21,65	24,20	27,38	23,87	26,18	1,60	25,52	2,95	28,04
Össz,	94,23	1,58	92,09	86,43	91,91	92,92*	84,50	93,35	3,04	87,30	6,09	93,69
Ionszámok 16 oxigénre												
Y	0,206	,066	0,413	1,951	0,464	0,286	0,297	0,200	,028	0,188	,030	0,083
La	0,449	,047	0,557	0,020	0,440	0,591	0,659	0,359	,051	0,487	,048	0,813
Ce	1,010	,166	1,254	0,062	1,140	1,449	1,557	0,929	,133	1,233	,157	1,573
Pr	0,124	,012	0,143	0,009	0,117	0,162	0,170	0,103	,009	0,136	,009	0,147
Nd	0,439	,040	0,552	0,049	0,431	0,588	0,644	0,395	,046	0,477	,021	0,573
Sm	0,101	,013	0,153	0,040	0,104	0,140	0,160	0,094	,012	0,103	,006	0,105
Eu	0,017	,004	0,027	0,009	0,017	0,029	0,034	0,019	,002	0,014	,003	0,006
Gd	0,092	,020	0,135	0,087	0,102	0,105	0,133	0,081	,009	0,086	,007	0,096
Tb	0,009	,003	0,018	0,027	0,017	0,015	0,015	0,010	,002	0,011	,001	0,008
Dy	0,044	,008	0,075	0,195	0,075	0,054	0,064	0,045	,002	0,043	,003	0,029
Er	0,010	,004	0,018	0,111	0,027	0,013	0,009	0,008	,001	0,010	,002	0,004
Yb	0,002	,001	0,007	0,084	0,014	0,000	0,001	0,003	,003	-	-	-
Ca	2,055	,399	0,875	1,048	0,805	0,802	0,599	0,853	,079	1,056	,094	0,252
Th	0,258	,057	0,019	0,523	0,539	0,074	0,053	0,740	,098	0,472	,165	0,178
U	0,016	,004	0,035	0,180	0,039	0,033	0,004	0,017	,014	0,026	,010	0,110
Si	0,066	,037	0,067	0,965	0,446	0,044	0,201	0,662	,301	0,153	,200	0,052
P	3,804	,040	3,942	3,060	3,489	3,900	3,708	3,575	,158	3,785	,157	3,965
Σ	8,703	,141	8,290	8,420	8,267	8,284	8,308	8,094	,029	8,278	,032	7,994
Eu/Eu*	0,542	,061	0,576	0,453	0,498	0,736	0,712	0,679	,038	0,454	,063	0,189

* PbO=3,03 %

Monacit összetétel kvarcitban

Monazite compositions in kyanite quartzites

V/e. táblázat – Table V/e

Minta	DE-6				DE-7			1-5		DE-12	
Sz.sz.	Nagy >100		Kicsi ?		kb. 100		a)	7		12	
	Átl.	Sz.	Átl.	Sz.	Átl.	Sz.		Átl.	Sz.	Átl.	Sz.
Elemzés	7		5		8		1	6		5	
Y_2O_3	0,30	0,18	1,03	0,24	0,22	0,15	1,66	1,01	0,26	1,32	0,24
La_2O_3	14,68	0,95	13,52	2,30	14,21	0,39	5,18	13,27	0,99	12,66	1,24
Ce_2O_3	29,09	0,97	27,58	3,02	29,76	0,84	21,95	28,78	1,85	27,55	1,75
Pr_2O_3	3,07	0,10	2,81	0,14	3,03	0,06	3,72	2,91	0,13	2,83	0,21
Nd_2O_3	11,94	0,29	11,09	1,03	11,86	0,46	19,44	11,20	0,42	10,75	0,89
Sm_2O_3	2,22	0,11	1,98	0,29	2,16	0,11	4,90	2,24	0,07	2,38	0,48
Eu_2O_3	0,43	0,05	0,49	0,10	0,42	0,09	0,89	0,43	0,06	0,30	0,13
Gd_2O_3	1,76	0,15	1,40	0,21	1,61	0,12	2,61	1,87	0,17	1,80	0,46
Tb_2O_3	0,13	0,03	0,11	0,06	0,10	0,04	0,22	0,20	0,03	0,19	0,03
Dy_2O_3	0,28	0,09	0,37	0,15	0,24	0,10	0,71	0,55	0,06	0,53	0,11
Er_2O_3	0,05	0,05	0,07	0,07	0,03	0,04	0,12	0,07	0,04	0,10	0,03
CaO	0,91	0,32	1,63	0,73	0,91	0,15	1,30	0,94	0,41	1,43	0,46
ThO_2	4,73	1,36	7,94	3,89	5,07	1,04	6,68	5,24	2,81	5,90	2,93
UO_2	0,71	0,28	0,42	0,18	0,58	0,13	0,60	0,53	0,10	1,59	1,12
SiO_2	0,14	0,08	0,23	0,20	0,13	0,07	0,09	0,18	0,16	0,21	0,16
P_2O_5	29,44	0,41	29,69	0,29	29,82	0,37	29,61	29,61	0,58	29,62	1,59
Összeg	99,88	1,15	100,32	1,22	100,12	0,72	99,61	99,01	0,70	99,14	2,25
Ionszámok 16 oxigénre											
Y	0,025	,015	0,086	,020	0,019	,012	0,140	0,085	,022	0,111	,021
La	0,859	,058	0,782	,132	0,825	,025	0,303	0,776	,056	0,738	,068
Ce	1,689	,061	1,584	,171	1,715	,046	1,273	1,670	,097	1,594	,074
Pr	0,177	,005	0,161	,008	0,174	,004	0,215	0,168	,008	0,163	,011
Nd	0,676	,011	0,621	,061	0,667	,023	1,099	0,634	,022	0,607	,045
Sm	0,121	,005	0,107	,017	0,117	,005	0,267	0,123	,005	0,130	,027
Eu	0,023	,003	0,026	,006	0,023	,005	0,048	0,023	,003	0,016	,007
Gd	0,093	,008	0,073	,011	0,084	,006	0,137	0,098	,010	0,094	,025
Tb	0,007	,001	0,005	,003	0,005	,002	0,011	0,010	,002	0,010	,002
Dy	0,014	,005	0,019	,008	0,012	,005	0,036	0,028	,003	0,027	,006
Er	0,003	,003	0,004	,003	0,001	,002	0,006	0,003	,002	0,005	,001
Ca	0,155	,054	0,274	,123	0,153	,025	0,221	0,160	,070	0,244	,084
Th	0,170	,048	0,283	,139	0,182	,038	0,241	0,190	,103	0,213	,107
U	0,025	,010	0,015	,006	0,020	,005	0,021	0,019	,004	0,057	,041
Si	0,022	,013	0,036	,031	0,020	,012	0,014	0,028	,026	0,033	,026
P	3,952	,018	3,943	,020	3,975	,028	3,970	3,975	,040	3,963	,071
Σ	8,011	,008	8,018	,014	7,993	,015	8,002	7,991	,017	8,005	,045
Eu/Eu*	0,671	,092	0,900	,129	0,697	,132	0,764	0,651	,098	0,430	,101

Monacit összetétel leukofillitben

Monazite compositions in leucophyllites

V/f. táblázat – Table V/f

Minta	DE-1.		DE-4		DE-19					DE-25.		
Sz.sz.	8		4		34					12		
					Apatit zárv.		a)		b)	a)		b)
	Átl.	Sz	Átl.	Sz.	Átl.	Sz	Átl.	Sz.	Átl.	Átl.	Sz	Átl.
Elemzés	3		4		3		3		2	4		2
Y_2O_3	1,34	0,12	1,92	0,38	1,49	0,74	1,96	0,57	1,05	1,10	0,35	3,75
La_2O_3	11,26	1,20	11,36	1,09	11,88	0,50	11,29	0,19	13,03	13,70	0,53	11,79
Ce_2O_3	26,18	1,38	26,52	1,26	27,75	1,02	27,24	1,10	29,33	31,91	0,99	24,85
Pr_2O_3	2,89	0,10	2,97	0,06	2,96	0,16	2,98	0,02	3,16	3,11	0,19	2,53
Nd_2O_3	10,88	0,35	11,20	0,11	11,61	0,85	11,41	0,13	11,59	11,96	0,25	9,83
Sm_2O_3	2,72	0,18	2,61	0,25	2,35	0,24	2,43	0,05	2,33	2,24	0,21	2,08
Eu_2O_3	0,32	0,04	0,14	0,07	0,15	0,03	0,15	0,11	0,41	0,19	0,06	0,17
Gd_2O_3	2,13	0,17	2,11	0,11	1,85	0,42	1,93	0,31	1,66	1,52	0,19	1,96
Tb_2O_3	0,14	0,04	0,23	0,08	0,20	0,05	0,20	0,02	0,12	0,14	0,03	0,21
Dy_2O_3	0,55	0,08	0,73	0,15	0,61	0,24	0,73	0,15	0,44	0,43	0,16	1,02
Er_2O_3	0,06	0,01	0,12	0,08	0,12	0,04	0,12	0,03	0,09	0,07	0,08	0,31
CaO	1,10	0,81	1,55	0,12	1,76	0,28	1,48	0,07	1,10	0,36	0,16	1,63
ThO_2	7,65	2,23	5,66	1,20	6,25	1,20	6,69	0,29	3,35	2,24	1,56	7,79
UO_2	0,67	0,80	1,48	0,70	0,94	0,57	1,23	0,68	2,11	0,28	0,18	1,18
SiO_2	1,04	0,28	0,19	0,14	0,22	0,13	0,36	0,18	0,27	0,57	0,23	0,46
P_2O_5	30,48	2,40	30,31	0,58	29,50	0,60	30,14	0,60	30,15	28,82	0,76	31,70
Összeg	99,43	0,84	99,03	0,88	99,65	0,75	100,35	1,64	100,14	98,62	1,40	101,26
Ionszámok 16 oxigénre												
Y	0,110	,012	0,159	,030	0,125	,060	0,163	,050	0,086	0,093	,028	0,299
La	0,641	,059	0,655	,067	0,690	,028	0,647	,002	0,750	0,808	,038	0,654
Ce	1,481	,086	1,518	,077	1,601	,068	1,549	,035	1,674	1,869	,093	1,367
Pr	0,163	,006	0,169	,005	0,170	,011	0,169	,004	0,179	0,181	,015	0,138
Nd	0,601	,031	0,625	,013	0,654	,054	0,633	,012	0,645	0,683	,027	0,527
Sm	0,145	,014	0,140	,013	0,128	,012	0,130	,004	0,125	0,123	,010	0,107
Eu	0,017	,002	0,007	,004	0,008	,002	0,008	,006	0,022	0,010	,003	0,008
Gd	0,109	,011	0,109	,006	0,096	,021	0,099	,018	0,086	0,081	,009	0,098
Tb	0,007	,002	0,012	,004	0,011	,002	0,010	,001	0,006	0,007	,002	0,010
Dy	0,027	,004	0,036	,007	0,031	,012	0,037	,008	0,022	0,022	,008	0,049
Er	0,003	,001	0,006	,004	0,006	,002	0,006	,001	0,004	0,003	,004	0,015
Ca	0,184	,135	0,259	,021	0,297	,049	0,247	,009	0,184	0,062	,028	0,262
Th	0,271	,087	0,201	,042	0,224	,045	0,236	,009	0,119	0,081	,056	0,266
U	0,023	,028	0,051	,025	0,033	,019	0,042	,023	0,073	0,010	,007	0,039
Si	0,160	,044	0,029	,022	0,035	,021	0,056	,027	0,042	0,091	,037	0,068
P	3,980	,149	4,010	,026	3,935	,034	3,963	,014	3,980	3,901	,052	4,031
Σ	7,923	,088	7,986	,032	8,044	,025	7,995	,015	7,997	8,026	,022	7,942
Eu/Eu*	0,407	,031	0,189	,109	0,220	,059	0,218	,183	0,636	0,311	,079	0,252

citok összetétele *nem* különbözik az ugyanabban a mintában levő florencit nélküli szemcsékétől.

Leukofillitek

Csak Sopron környéki mintákat vizsgáltunk. Bennük a monacit elterjedtsége még egy lelőhelyen belül is változó: a vashegyi, gneisz mellől vett DE-19 jelű mintában gyakori, a 15–20 cm-rel távolabbi, florencit-tartalmú DE-20 jelű mintában viszont egyet sem találtunk. 10–30 μm-esek, esetenként saját alakúak. Összetételük egy mintán belül is változhat: *V/f táblázat*.

A DE-19 mintában több apatit tartalmaz monacit- (és xenotim)- zárványt (*III. tábla D*). Ezek összetétele (mind Y-tartalmuk, mind Eu-anomáliájuk) a gneiszben elemzett (apatitbeli) szemcsékhez hasonló. Az önálló szemcsék többsége (a. csoport) ugyanilyen; néhánynak (b. csoport) az Y- (és nehéz RFF)-tartalma kisebb, Eu/Eu* értékük nagyobb, a csillámpalákra jellemző értékek közé esik, ami eltérő származásra utal. A többi mintában a monacit az Y/ΣRFF–Eu/Eu* mezőben a gneisz-beliekhez hasonló, de kissé nagyobb tartományban helyezkedik el. A tolvajárki mintában (DE–25) két elemzett szemcse Y- tartalma feltűnően magas (b. csoport), ugyanott a flogopitos gniszben találtunk hasonlóan Y-dús, apatitba zárt monacitot.

Mindezek arra utalnak, hogy leukofillitben levő monacit nagy része változatlan összetétellel került át a gneisz anyakőzetből.

Az eredmények értelmezése

A *brennbergbányai és a vöröshídi* **csillámpalákban** a monacit *gyakori* és viszonylag nagyméretű szemcséket alkot; tömeg- vagy térfogat-aránya mintegy két nagyságrenddel nagyobb, mint a többi Sopron-környéki palában és gneiszben, valamint az azokból származó kvarcitokban és leukofillitekben. Forrása feltehetőleg a kiinduló üledék viszonylag nagy RFF-tartalma. A Sopron-környéki csillámpalák kiinduló anyagában viszont jelentéktelen mennyiségű lehetett a RFF-tartalom.

A nagy, részben idioblaszt(os) szemcsék, valamint a kis szemcsék többsége is a metamorfózis során keletkezhetett (az andaluzitos, sillimanitos csillámpalában a biotittal többé-kevésbé egyidejűleg). *Y-tartalmuk a metamorf fokkal nő*: az amfibolit fáciesű DE–10 mintában a legnagyobb, a zöldpala fáciesű DE–8 -ban és APVh önálló szemcséiben a legkisebb. A DE–11 minta különböző Y-tartalmú monacitjai csökkenő hőmérsékletű, folyamatos kristályosodást jelezhetnek, annak ellenére, hogy a kőzetalkotó és metamorf indikátor ásványoknál jelentős retrográd metamorf hatás nem észlelhető. Szintén retrográd hatással magyarázható az APVh minta gránátba zárt szemcséinek képződése, amelyek egy továbbnövekedő gránát-zónába épültek be. Az Y-mal párhuzamosan (de nem teljesen arányosan) a többi nehéz RFF mennyisége is nő.

Az Y- ill. nehéz RFF- tartalom növekedése a metamorf fokkal összhangban van FRANZ et al. (1996), valamint HEINRICH et al. (1997) megfigyeléseivel és GRATZ & HEINRICH (1997) kísérleteivel. Az utóbbi cikkben közölt geotermobarométer alkalmazási feltétele: a monacit és xenotim koegzisztenciája biztosan fennáll az I–2 (Gloriette-i) pala egyik *gránátban talált zárványának* esetére. Erre 9 kbar nyomást feltételezve 540 °C -t kapunk, ami jól egyezik az osztrák geológusok által az alpi felülbélyegzésre meghatározott csúcsértékkel (E. DRAGANITS személyes közlése).

Az Eu-anomália mérsékelten negatív: Eu/Eu*>0,35 (többnyire >0,4), három kivétellel. Az észlelt kis negatív Eu-anomália *a kiinduló üledék egészére* (pontosabban a monacit-képződés idején "szabad" RFF- tartalomra) *lehetett jellemző*, az eredetileg benne levő monacitra nem feltétlenül. A DE–10 jelű mintában apatit zárványaként talált nagy Y-tartalmú és nagy negatív E- anomáliájú apró monacit valószínűleg eredeti összetételét őrizte meg. A DE–8 jelű mintában egy nagy, zónás szemcse magja viszonylag Y-dús, negatív Eu-anomáliája nagy (*V/a. tábl. a. oszlop*); szintén az általánosnál korábbi állapot hatását őrzi. A kifelé fokozatosan csökkenő Y-tartalom a retrográd folyamat során képződött, ezzel párhuzamosan az Eu-anomália egyre kevésbé negatívvá válik.

A **gneiszek** csak elvétve tartalmaznak kis monacitszemcséket. Ezek fele *apatit zárványaként* maradt meg. *Negatívabb Eu-anomáliájuk* (0,35-nál kisebb Eu/Eu* értékük) határozottan elkülöníti őket a csillámpalák monacitjaitól; Y-tartalmuk nagyobb és változatosabb. Az *önálló szemcsék* egy része ugyanilyen összetételű. Ezek feltehetőleg a gneisz kiinduló anyagául szolgáló gránit intrúziókban képződtek (a csillámpaláknál magasabb hőmérsékleten ill. nyomáson) és megőrizték összetételüket. Másik részük azonban később, a gránit regionális metamorfózisa révén keletkezhetett. Ilyen a nándormagaslati (DE–2) minta két önálló monacitja, amelyeknek Eu/Eu* értéke nagy, Th-tartalma kicsi.

A *flogopittartalmú gneisz* rétegekben viszonylag sok a monacit. Ez a gránit inhomogenitásának lehet a következménye. A tolvajároki mintában (DE–23) az apatitbeli zárványok Y-tartalma viszonylag, az egyiküké kiemelkedően nagy - feltehetőleg a többinél magasabb hőmérsékleten/nyomáson képződött.

A *deákkúti finomszemű gneiszben* szintén találtunk egy - a többi gneisszel megegyező - apatitba zárt monacitot. Sajnos, ez kevés ahhoz, hogy a gneisz vulkáni vagy mélységi magmás kőzet eredetéről LELKES-FELVÁRI et al. (1986) és KISHÁZI & IVANCSICS (1989) véleményei közötti ellentét feloldásához hozzájárulhassunk.

A **szürke kvarcitok** nagyobb monacit szemcséi – összetételüket megőrizve – a kiinduló csillámpalából származhattak. A kis szemcsék egy része viszont eltérő származású, erről a DE–6 mintában a pozitívabb Eu-anomália, a DE–7 -ben a különleges RFF-lefutás tanúskodik. A DE–12 **fehér kvarcit** kis szemcseméretű monacitjában az Eu/Eu* értéke szintén nagyobb, mint a gneiszben levő monacité, ami kizárja a közvetlen eredetet.

A **leukofillitekben** a monacit hasonló a gneiszekből megismerthez, amelyekből többnyire származtatják őket. Néhány szemcse Eu/Eu* értéke valamivel magasabb, kettőé pedig határozottan a palákra jellemző (DE–19). Ezek eredetét jelen ismereteinkkel nem tudjuk eldönteni.

A kőzetek egy részében palában és gneiszben talált *rabdofán* a monacit bomlásával keletkezhetett: a DE–18 minta *IV/d. táblázat b*) szemcséje nagyon hasonlít az apatitban megőrződött monacithoz. A legtöbb rabdofán Y-, Th-, Ca-tartalma nagyobb, Eu-anomáliája pozitívabb, RFF-lefutása eltérő az ugyanabban a mintában jelen levő monaciténál. Ezek anyaga tehát kívülről vagy a kőzetben levő egyéb ásványok bomlásából származhatott. A rabdofán vízvesztésével az eredetitől eltérő összetételű másodlagos monacit keletkezhet.

Néhány kvarcit és leukofillit *florencit* tartalmú. Mivel a kiinduló kőzetükben nem találtunk florencitet (sem csillámpalában, sem gneiszben), ez bennük keletkezett, anyagát – legalábbis részben – a monacit mállása szolgáltatta. Egy mintában mind az elsődleges, mind a florencittel összefüggésben képződött másodlagos monacit is jelen van, összetételük határozottan különböző.

A rabdofán és a másodlagos monacit Eu-anomáliájának pozitívabbá válásához szükséges többlet Eu eredetére két feltételezésünk van: 1) Származhat metaszomatózissal nagyobb Eu-tartalmú külső forrásból. A kvarcitok metaszomatózisára az is utal, hogy bennük az apatit – a többi kőzettel ellentétben – klórtartalmú. (Ez egyben különbséget is jelent a leukofillitek metaszomatózisához képest.) 2) Kiszabadulhat az anyakőzetben jelen levő földpát elbomlásakor, a földpátnak ui. mindig pozitív Eu-anomáliája van (CLARK 1984). Ez a folyamat játszódhatott le a csillámpalákban is a monacit képződésekor. A részletek tisztázása és a folyamatok RFF-geokémiájának pontosabb megismerése további vizsgálatokat (teljes kőzet RFF-elemzés stb.) kíván és meghaladja jelen munka kereteit.

A monacit ThO_2 tartalma 0–11% közt változik, a CaO ezt többé-kevésbé az (1) helyettesítés szerint követi. Az U és Si belépése kisebb mértékű. Egyes monacitcsoportok eltérő származását néhány esetben (a vöröshídi pala önálló és gránátban levő szemcséi, a nándormagaslati gneisz önálló monacitjai, a DE-10 csillámpala apatit zárványa) az eltérő Th-tartalom is alátámasztja.

Következtetések

A Soproni-hegységben a csillámpalák monacittartalma túlnyomó részt az illető kőzetben képződött egy vagy több metamorf folyamat során. Az ortogneiszekben levő monacit nagy része viszont még a magmás kristályosodás során vált ki a granitoidokban.

A kétféle eredetű monacit Eu-anomáliája eltérő: a csillámpalákban képződötteké mérsékelten negatív (Eu/Eu* >0,35), a gneiszekben levő magmás eredetűeké nagyon negatív (Eu/Eu* <0,35). Hasonló megfigyeléssel az irodalomban még nem találkoztunk, más szerzők ui. nem szokták mérni a monacit Eu-tartalmát.

A monacit Y- és egyéb nehéz RFF-tartalma a metamorf fokkal (a képződési hőmérséklettel és nyomással) nő, az újabb irodalmi adatokkal összhangban. A brennbergbányai és a vöröshídi csillámpalák és az előbbiekből származó kvarcitok monacittartalma jelentősen – mintegy két nagyságrenddel – nagyobb, mint a Sopron környéki kőzeteké. A nagyobb RFF-tartalom vagy már a protolitban

jelen volt, vagy a monacitképződést megelőzően vagy annak során migrált a kőzetbe. Jelen ismereteink inkább az előbbi lehetőséget valószínűsítik: az előbb említett palák jóval nagyobb RFF-tartalmú üledékekből származtak.

A brennbergbányai kvarcitokban a monacit túlnyomó része a környező csillámpalák monacitjával megegyező összetételű, de elkülöníthető közöttük egy második, a kvarcit képződésével összefüggő monacit-generáció is. A Sopron-környéki kvarcitokban csak ez utóbbi generációt találtuk meg.

A leukofillitekben talált— mérsékelt mennyiségű – monacit többsége a környező gneiszek monacitjának felel meg, a leukofillit képződése során összetételük nem változott meg.

A gneiszben és csillámpalában talált rabdofán az esetek többségében *nem* közvetlenül a monacit elbomlásával jött létre (bár elvétve erre is van példa). Anyaga – legalábbis részben – más RFF- tartalmú ásványokból származik.

Köszönetnyilvánítás

Szerzők köszönetüket fejezik ki DEMÉNY Attilának, valamint IVANCSICS Jenőnek, a mintáik rendelkezésre bocsátásáért, a mintagyűjtésben való közreműködésért, a földtani viszonyok megvitatásáért és az eredmények értelmezésében nyújtott segítségért. TÓTH Máriát a röntgendiffrakciós felvételek elkészítéséért és kiértékeléséért, WIESZT Zoltánt pedig egyes kőzetminták kémiai főkomponens elemzéséért illeti köszönet. LELKESNÉ FELVÁRI Gyöngyivel folytatott konzultációk nagymértékben hozzájárultak a kézirat korábbi változatainak fejlődéséhez. A kutatómunkához az anyagi alapot az OTKA T–15993 sz. szerződésével biztosította.

Irodalom – References

AKERS, W.T., GROVE, M., HARRISON, T.M. & RYERSON, F.J. 1993: The instability of rhabdophane and its unimportance in monazite paragenesis. – *Chemical Geology* **110**, 169–176.

BURT, D.M. 1989: Compositional and phase relations among rare earth element minerals. – In: *Reviews in Mineralogy*, Vol. **21**, LIPIN, B. R. & MCKAY, G. A. (eds.): Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements. The Mineralogical Society of America, Washington, 259–307.

CESBRON, F. P. 1989: Mineralogy of the rare-earth elements. – In: MÖLLER, P., CERNY, P. & SAUPÉ, F. (eds): *Lanthanides, Tantalum and Niobium*. Springer, Berlin, 3-26.

CLARK, A. M. 1984: Mineralogy of the rare earth elements. – In: HENDERSON, P. (ed.): *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, 33–54.

DEMÉNY, A., SHARP, Z.D. & PFEIFER, H.-R. 1996: Investigation on the role of Mg-metasomatism and metamorphic conditions during the formation of Mg-chlorite-muscovite-quartz-phyllites ("leucophyllites") of lower austroalpine nappes of the Eastern Alps (W. Hungary) and Alpine whiteschists. – *Acta Geologica Hungarica* **39**, Suppl. (Isotope Workshop III) 27–30.

DEMÉNY, A., SHARP, Z. D. & PFEIFER, H.-R. 1997: Mg-metasomatism and formation conditions of Mg-chlorite-muscovite- quartzphyllites (leucophyllites) of the Eastern Alps (W. Hungary) and their relations to Alpine whiteschists. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **128**, 247–260.

DRAKE, M. J. & WEILL, D. F. 1972: New rare earth element standards for electron microprobe analysis. – *Chemical Geology* **10**, 179–181.

FAZEKAS V., KÓSA L. & SELMECZI B. 1975: Ritkaföldfém ásványosodás a Soproni-hegység kristályos paláiban. (Rare earth mineralization in the crystalline schists of the Sopron Mountains) – *Földtani Közlöny* **105**, 297–308 (in Hungarian with English abstract).

FINGER, F., BROSKA, I., ROBERTS, M. & SCHERMAIER, A. 1998: Replacement of primary monazite by apatit-allanite-epidote coronas in an amphibolite facies granite gneiss from the eastern Alps. – *American Mineralogist* **83**, 248–258.

FRANZ, G., ANDREHS, G. & RHEDE, D. 1996: Crystal chemistry of monazite and xenotime from Saxothuringian-Moldanubian metapelites, NE Bavaria, Germany. – *European Journal of Mineralogy* **8**, 1097–1118.

FÜLÖP J. 1990: Magyarország geológiája. Paleozoikum I. Magyarhoni Földtani Intézet, Budapest, 325 p.

GRATZ, R. & HEINRICH, W. 1997: Monazite-xenotime thermobarometry: Experimental calibration of the miscibility gap in the binary system CePO4-YPO4. – *American Mineralogist* **82**, 772–780.

GRAUCH, R.I. 1989: Rare earth elements in metamorphic rocks. – In: *Reviews in Mineralogy*, Vol. **21**, Lipin, B.R. & McKAY, G. A. (eds.): Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements. The Mineralogical Society of America, Washington, 147–167.

HEINRICH, W., ANDREHS, G. & FRANZ, G. 1997: Monazite-xenotime miscibility gap thermometry. I. An empirical calibration. – *Journal of Metamorphic Geology* **15**, 3–16.

HIKICHI, Y., YU, C.F., MIYAMOTO, M. & OKADA, S. 1991: Mechanical conversion of rhabdophane type RPO_4nH_2O (R=La, Ce, Pr, Nd, or Sm, n 1/2) to the monazite type analogues. – *Mineralogical Journal* **15**, 349–355.

HUGHES, J.M., FOORD, E.E. & HUBBARD, M.A, NI, Y. 1995: The crystal structure of cheralite-(Ce), (LREE,Ca,Th,U)(P,Si)O4, a monazite-group mineral. – *Neue Jahrbuch für Mineralogie Monatshäften*, 1995, 344–350.

KISHÁZI P. & IVANCSICS J. 1987: Újabb adatok a Sopron környéki leuchtenbergittartalmú metamorfitok keletkezésének problematikájához. (Contribution to the problematics of the origin of leuchtenbergite-bearing metamorphics in the Sopron area.) – *Földtani Közlöny* **117**, 31–45 (in Hungarian with English abstract).

KISHÁZI P. & IVANCSICS J. 1987: A Soproni Csillámpala Formáció genetikai kőzettana. (Genetic petrology of the Sopron Micaschist Formation.) – *Földtani Közlöny* **117**, 203–221 (in Hungarian with English abstract).

KISHÁZI P. & IVANCSICS J. 1989: A Soproni Gneisz Formáció genetikai kőzettana. (Petrogenesis of the Sopron Gneiss Formation.) – *Földtani Közlöny* **119**, 153–166. (in Hungarian with English abstract).

KOVÁCS, S., SZEDERKÉNYI, T., ÁRKAI, P., BUDA, Gy., LELKES-FELVÁRI, Gy. & NAGYMAROSI, A. 1998: Explanation to the terrane map of Hungary. – *Geol. Soc. Greece, Spec. Publ.*, (in press).

KÓSA L. & FAZEKAS V. 1981: A fertőrákosi kristályospala összlet földtani-kőzettani felépítése. (Geologisch-petrographischer Aufbau des kristallinen Schieferkomplexes von Fertőrákos (Sopron-Gebirge, Westungarn). – *Földtani Közlöny* **111**, 424–452. (in Hungarian with German abstract).

KRETZ, R. 1983: Symbols for rock-forming minerals. – *American Mineralogist* **68**, 277–279.

LANZIROTT, A. & HANSON, G. N. 1996: Geochronology and geochemistry of multiple generations of monazite from the Wepawaug Schist, Connecticut, USA: implications for monazite stability in metamorphic rocks. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **125**, 332–340.

LELKES-FELVÁRI, Gy. & SASSI, F. P. 1981: Outlines of the pre-Alpine metamorphism in Hungary. – In: KARAMATA, S. & SASSI F.P. (eds.): IGCP Project No. 5 Newsletter No. 3: 89–99.

LELKES-FELVÁRI, Gy., SASSI, F. P. & VISONÁ, D. 1982: On the genesis of some leuchtenbergite-bearing metamorphic rocks and their phase relations. – *Rendiconti Societa Italiana di Mineralogia e Petrologia* **38**, 607–615.

LELKES-FELVÁRI, Gy., SASSI, F. P. & VISONA, D. 1984: Pre-Alpine and Alpine developments of the Austridic basement in the Sopron area (Eastern Alps, Hungary). – *Rendiconti Societa Italiana di Mineralogia e Petrologia* **39**, 593–612.

LELKESNÉ FELVÁRI Gy., SASSI, F. P. & VISONÁ, D. 1986: A Soproni-hegység kristályos képződményeinek pre-alpi és alpi fejlődéstörténete. (Pre-Alpine and Alpine developments of the Austridic

Basement in the Sopron area.) – *MÁFI évi jelentése az* **1984**. *évről*, 65–87. (in Hungarian with English abstract).

LIU, X. & BYRNE R. H. 1997: Rare earth and yttrium phosphate solubilities in aqueous solution. – *Geochimica and Cosmochimica Acta* **61**, 1625–1633.

MARIANO, A. N. 1989: Economic geology of the rare earth elements. In: *Reviews in Mineralogy*, Vol. **21**, LIPIN, B. R. & MCKAY, G. A. (eds.): Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements. The Mineralogical Society of America, Washington, 309–337.

MONTEL, J.-M. 1993: A model for monazite/melt equilibrium and application to the generation of granitic magmas. – *Chemical Geology* **110**, 127–146.

MONTEL, J.-M., FORET, S., VESCHAMBRE, M., NICOLLET, C. & PROVOST, A. 1996: Electron microprobe dating of monazite. – *Chemical Geology* **131**, 37–53.

NAGY, G. 1993: "Quick" method for REE mineral analysis by EPMA. – International Conference on Rare Earth Minerals, London, 1-2 April 1993, 94–96.

NAGY G. & IVANCSICS J. 1995: Florencite from Sopron area (W-Hungary) re-examinated by EMPA. – *Romanian Journal of Mineralogy* **77** Suppl. No. 1. Abstract Vol., Third Symposium on Mineralogy, 25–29 Aug. 1995, Baia Mare, 31–32.

PAN, Y. 1997: Zircon- and monazite-dorming metamorphic reactions at Manitouwadge, Ontario. – *The Canadian Mineralogist* **35**, 105–118.

PANTÓ Gy. 1980: Ritkaföldfémek geokémiája és néhány alkalmazási területe. Doktori értekezés. MTA, Budapest, 165 p.

PARRISH, R.R. 1990: U-Pb dating of monazite and its aplication to geological problems. – *Canadian Journal of Earth Sciences* **27**, 1431–1450.

POITRASSON, F., CHENERY, S. & BLAND, D. J. 1996: Contrasted monazite hydrothermal alteration mechanisms and their geochemical implications. – *Earth and Planetary Science Letters* **145**, 79–96.

REED, S. J. B. 1975: Electron Microprobe Analysis. Cambridge Univ. Press, Cambridge, 1975, 400 p.

SAWKA, W.N., BANFIELD, J.F. & CHAPPELL, B.W. 1986: A waethering-related origin of widespread monazite in S-type granites. – *Geochimica and Cosmochimica Acta* **50**, 171–175.

SUZUKI, K. & ADACHI, M. 1994: Middle Precambrian detrital monazite and zircon from the Hida gneiss on Oki-Dogo Island, Japan: their origin and implications for the correlation of basement gneiss of Southwest Japan and Korea – *Tectonophysics* **235**, 277–292.

SUZUKI, K., ADACHI, M. & KAJIZUKA, I. 1994: Electron microprobe observations of Pb diffusion in metamorphosed detrital monazites. – *Earth and Planetary Science Letters* **128**, 391–405.

TÖRÖK, K. 1996: High-pressure/low-temperature metamorphism of the Kő-hegy gneiss, Sopron (W-Hungary); phengite barometry and fluid inclusions. – *European Journal of Mineralogy* **8**, 917–925.

TÖRÖK, K. 1998: Magmatic and high pressure metamorphic development of orthogneisses in the Sopron area, Eastern Alps (W-Hungary). – *Neues Jahrbuch für Minearalogie, Abhandlungen*, **173/1**, 63–91.

VINCZE J., FAZEKAS V. & KÓSA L. 1996: A fertőrákosi kristályospala összlet urán-tórium-ritkaföldfém és szulfidos ásványosodásai. (Uranium-thorium-rare earth mineralizations in the crystalline schist series, Fertőrákos, Sopron Mts, NW-Hungary.) – *Földtani Közlöny* **126**, 359–415. (in Hungarian with English abstract).

VLASZOV, K.A. 1964: Geokhimija, mineralogija i geneticheskie tipy mestorozhdenij redkikh elementov. Tom 2. Mineralogija redkikh elementov. (Geochemistry, mineralogy and genetic types of rare element deposits. Vol. 2. Mineralogy of rare elements.) Nauka, Moszkva, 860 p.

WARK, D. A. & MILLER, C.F. 1993: Accessory mineral behavior during differentiation of a granite suite: monazite, xenotime and zircon in the Sweetwater Wash pluton, southeastern California, U.S.A. – *Chemical Geology* **110**, 49–67.

WATT, G. R. 1995: High-thorium monazite-(Ce) formed during disequilibrium melting of metapelites under granulite-facies conditions. – *Mineralogical Magazine* **59**, 735–743.

YURIMOTO, H., DUKE, E. F., PAPIKE, J. J. & SHEARER, C.K. 1990: Are discontinuous chondrite-normalized REE patterns in pegmatitic granite systems the results of monazite fractionation? – *Geochimica and Cosmochimica Acta*, **54**, 2141–2145.

ZHAO, J.-X., COOPER, J. A., 1993: Fractionation of monazite in the development of V-shaped REE patterns in leucogranite body in central Australia. – *Lithos*, **30**, 23–32.

A kézirat beérkezett: 1998. 06. 04.

Táblák – Plates

A táblákon látható fényképek visszaszórt elektronképek
The photos on the plates are backscattered electron images.

I. tábla – Plate I

A) Idioblaszt monacit biotitban. DE–10 minta, andaluzit-sillimanit pala. Méretvonal: 10 μm
Idioblastic monazite in biotite. Sample DE–10 And-Sil schist. Scale bar = 10 μm

B) Hipidioblaszt, korrodált monacit. DE–8 minta, kloritoid-muszkovit pala. M.v.: 100 μm
Hypidioblastic, corroded monazite. Sample DE–8, Cld-Ms schist. Scale bar = 100 μm

C) Gránát monacitzárványokkal a vöröshídi klorit-muszkovit palában (APVh), gyenge kontraszttal. Az ásványok világos - sötét sorrendben: monacit, ilmenit, gránát, klorit, muszkovit, kvarc. M.v.: 100 μm
Garnet with monazite inclusions in Vöröshíd Chl-Ms schist (weak contrast). Minerals from light to dark: Mnz, Ilm, Grt, Chl, Ms, Qtz. Scale bar = 100 μm

D) Az előző kép részlete nagyítva, erős kontraszttal. Monacit zárványok csak a gránát külső zónájában vannak. M.v.: 100 μm
Part of the former picture enlarged, with enhanced contrast. Monazite inclusions can be found in the outer zone of the garnet only. Scale bar = 100 μm

II. tábla – Plate II

A) Elbomlott monacit rabdofánnal körülvéve az AP-K kloritoid-muszkovit palában. M.v.: 10 μm
Corroded monazite surrounded by rhabdophane in AP-K Cld-Ms schist. Scale bar = 10 μm

B) Rabdofán szemcsehalmaz. DE–22 minta, gneisz. M.v.: 10 μm
Cluster of rhabdophane grains. DE–22 gneiss. Scale bar = 10 μm

C) Apatitszemcsék monacit és cirkon zárványokkal, mellettük rabdofán (fehér szemcsehalmaz). DE–13. minta, metagránit. M.v.: 100 μm
Apatite grains with monazite and zircon inclusions, next to them two rhabdophane clusters (white). Sample DE–13 metagranite. Scale bar = 100 μm

D) Az előző kép részlete, nagyítva. A monacit fehér, a cirkon szürke, szögletes. M.v.: 10 μm
Part of the former picture, enlarged. Mnz is white, Zrn is grey, square. Scale bar = 10 μm

III. tábla – Plate III

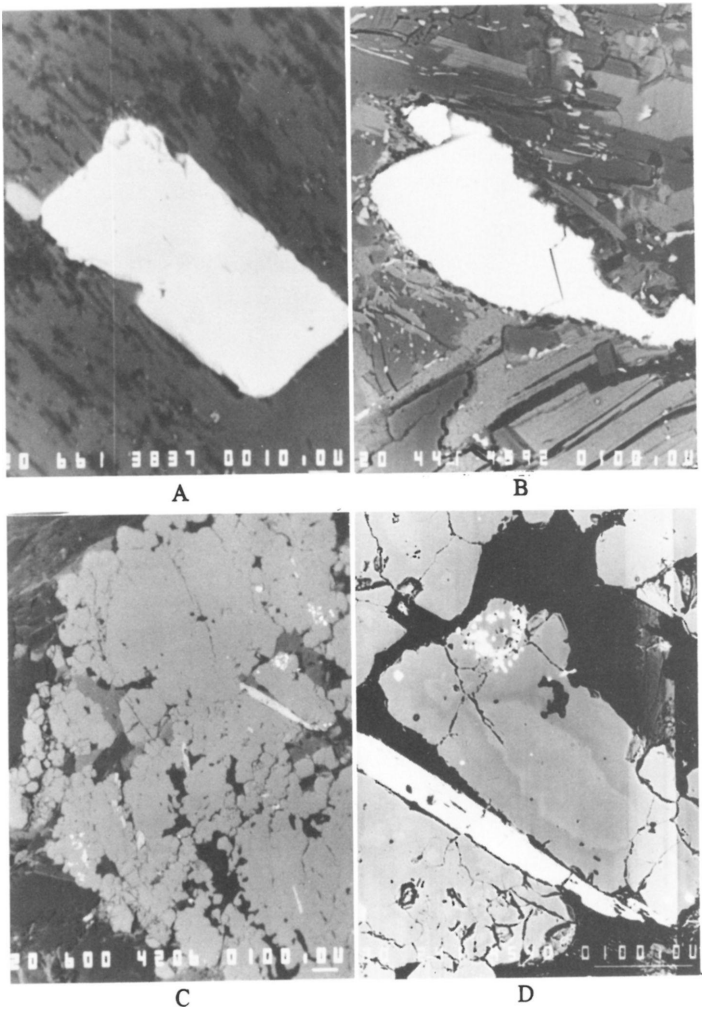
A) Nagyobb monacitszemcsék muszkovit - leuchtenbergit - rutil lemezek közt. DE–6 minta, szürke kvarcit. M.v.: 100 μm
Big size monazite grains among muscovite-leuchtenbergite-rutile lamellae. Sample DE–6, grey quartzite. Scale bar = 100 μm

B) Kis monacitszemcsék halmaza kvarc és muszkovit mellett. DE-6 minta.M.v.: 100 μm
Cluster of small monazite grains next to quartz and muscovite. Sample DE-6. Scale bar = 100 μm

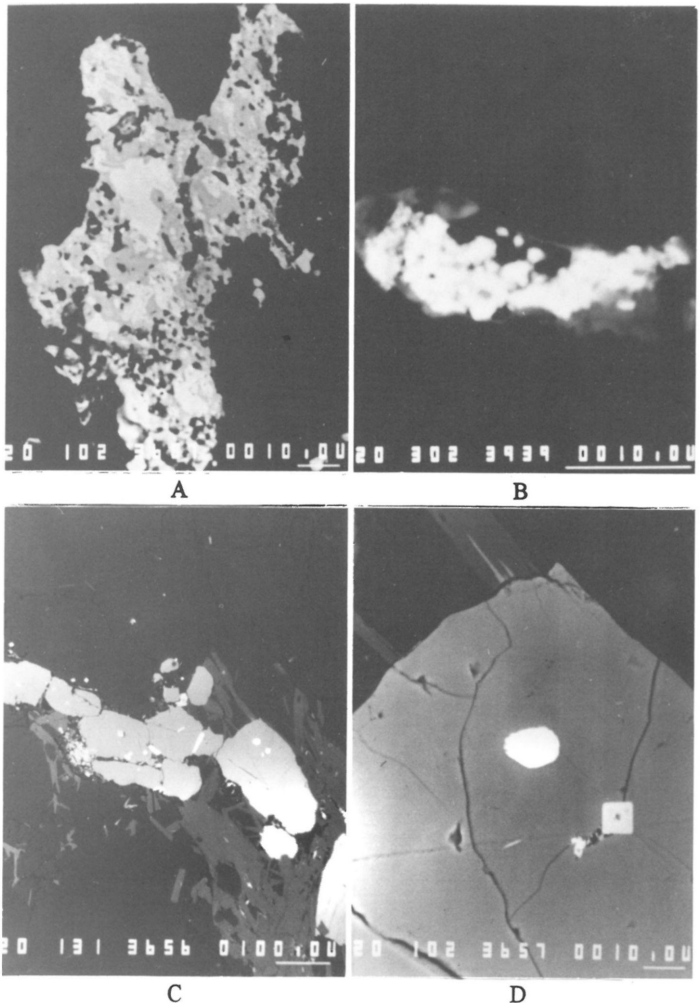
C) Florencit (szürke) monacitra nőve. DE–7 minta, szürke kvarcit. M.v.: 10 μm
Florencite (grey) grown on monazite. Sample DE–7 grey quartzite. Scale bar = 10 μm

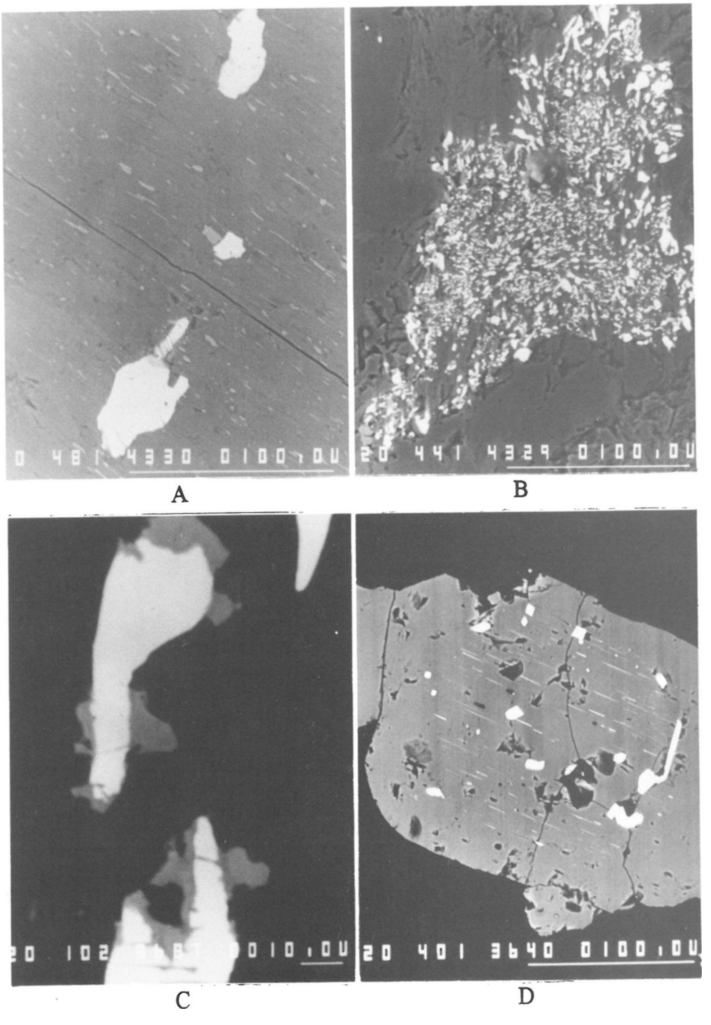
D) Apatit monacit (nagyobb fehér) és cirkon (szögletes) zárványokkal, valamint xenotim lemezekkel. DE–19 minta, leukofillit. M.v.: 100 μm
Apatite with monazite (bigger white) and zircon (quadrangular) inclusions and xenotime lamellae. Sample DE-19 leucophyllite. Scale bar = 100 μm

I. tábla – Plate I



II. tábla – Plate II



A B C D

III. tábla – Plate III