

Mikroteléres, -eres uránérc a nyugat-mecseki gránitban

VINCZE János¹, G. SÓLYMOS Kamilla², DITRÓI-PUSKÁS Zuárd², KÓSA László³

¹7624 Pécs, Szigeti út 8/a

² ELTE TTK Kőzetan-Geokémiai Tanszék, 1117 Pázmány Péter sétány 1/c

³7624 Pécs, Ifjúság útja 5/c

Uranium-ore micro-veins in granite from the western parts of the Mecsek Mts (Hungary)

Abstract

U-ore microveins were crossed in granite with the application of deep-drilling (Nb-9017) between 512–516 metres; this took place to the west of the well-known U-deposits in the Upper Permian sandstones. Up until now the results of this new research have not been published in any form. Geological prospecting for uranium was abandoned at the end of 1989, and mining for the deposits ceased in 1997. The results of the later-performed microprobe analyses, and their evaluation are presented in this paper.

The ore-containing microvein network — filled by pitchblende ('U-black'), coffinite, pyrite, and calcite, and developed along fractures in the mylonitized granitoid rock — can be considered to be the result of ascendent hydrothermal (epi-teletothermal) mineralizing fluids. The latter possibly represent an Alpine rejuvenation of an earlier Prealpine pegmatoid (?) — completed by additional hydrothermal solutions. Owing to t_{206} Pb-isotope ages (137 ± 30 m.y.) they cannot be the source of the Permian sandstone-type ore formation. However, there is the possibility that they could represent an independent, granite-hosted U-ore mineralization.

Keywords: Western Mecsek Mts, granite, geological prospection, borehole drillings, U-oxide, coffinite, pyrite, calcite microveins

Összefoglalás

A mecseki uránérc lelőhelytől nyugatra végzett felderítő kutatás a 9017. sz. mélyfúrással gránitban kifejlődött mikroteléres–mikroeres uránércesedést harántolt, amely kutatási eredmény még a MÉV kéziratos jelentésében sem nyert érdemi értékelést. E dolgozat hiánypótlásként adja közre a félbeszakadt anyagvizsgálatok utólagos és részleges feldolgozásának elektron-mikroszondás elemzésekkel kiegészített eredményeit.

Az U-oxid (szurokérc), coffinit, pirit, kalcit összetételű mikrotelér (mikroér)-hálózat — a töréses mikrotektonika mentén — aszcendens, epiteletermés ásványosodás, amely korábbi (prealpi) pegmatoid (?) jellegű U-Ti-ásványosodás — újabb oldathozzájárulással kiegészült — alpi kiújulása lehet. Bár a permnél fiatalabb ólomizotóp (t_{206}) kora miatt nem lehet a Kővágószőlősi Homokkő Formáció uránércesedésének denudációs forrása, de jelzi a gránit szórt, és anomális U-tartalmát meghaladó, önálló U-ércesedés lehetőségét.

Tárgyszavak: Nyugat-Mecsek, gránit, felderítő mélyfúrásos kutatás, U-oxid, coffinit, pirit, kalcit mikrotelére

Kutatástörténeti áttekintés

A mecseki permben települt uránérclelőhely több évtizedet átívelő kutatásával és bányászatával párhuzamosan folyt a lelőhelytől nyugatra külszíni kibúvásköböl ismert kristályos alaphegység kőzeteinek, azok elterjedésének újratérképezése, majd mélyfúrásos (felderítő) kutatása, amelynek tervtanulmánya WÉBER (1981) munkája. Mivel az enyhén U-anomális granitoid kőzetek (Mórággyi Formáció) és a Gyűrűfői Riolit (kvarcporfír)

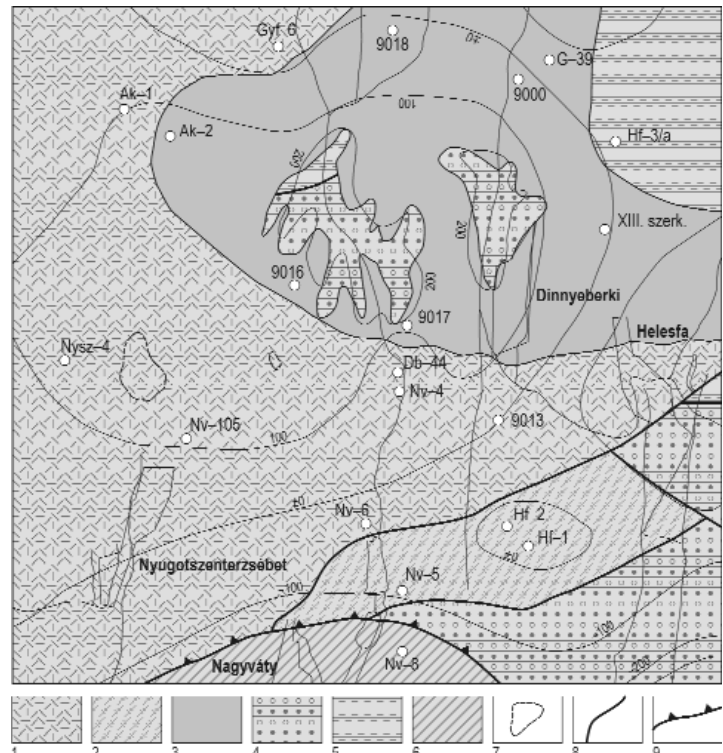
lepusztulási anyaga a perm homokkövek fő törmelékes összetevői, kutatási célként fogalmazódott meg, hogy e két formáció milyen mértékben és formában lehet a perm felhalmozódott uránkészlet forrása; valamint lehet-e valamilyen elsődleges uránércesedés hordozója? Nem volt kétséges, hogy a granitoid és riolit (kvarcporfír) törmelékanyagot szállító vízi közeg oldott uránt is tartalmazott (BARABÁS & VIRÁGH 1964, 1966; FAZEKAS 1978). Lepusztult ércásványosodás uránforrásként ALFÖLDI (1958) pegmatitos származású, az ércesedett homokkőben nyo-

mokban megjelenő uránásványokat (samiresit, thorianit, dumontit, davidit, brannerit) vélt felismerni; BARABÁS & KISS (1958), majd KISS (1961, 1966, 1971) — az ércben allotigén mechanikai törmelék-ként is kimutatott uraninit alapján — hidrotermás Bi-Co-Ni formáció lepusztulásával számolt. A kén-savas technológiai feltárás maradványában feldúsult allotigénnek minősíthető U-oxid Ti-tartalmúnak bizonyult: elektronmikroszondás elemzéssel meghatározott összetétele az elsődleges pegmatitos eredetű branneritével (U-Ti-oxid) egyezett meg (GÁL-SÓLYMOS et al. 1993, GÁL-SÓLYMOS & PUSKÁS 1994).

A felszíni-felszínközeli feltárások (árkok, sekély-fúrások) és mélyfúrások révén körvonalazható volt a Ny-mecseki granitoid kőzetek térbeli elterjedése, mélységbeli elérhetősége. A külszíni kibúvásoktól (Nyugotszenterzsébet, Nagyváty) mélyfúrásokkal K-i irányban növekvő mélységben harántolt gránit erodált felszínét az alsó-perm törmelékes formációi és a Gyűrűfői Riolit (kvarcporfir) fedik (1. ábra).

A korszerű gránitgenetikának megfelelő anyagvizsgálatukat a MÉV részére BUDA (1984) végezte el, amelyhez a terepi dokumentációkat KÓSA (1982) készítette.

A MÉV terepi karotázs és nagy számban végzett radiometriai mérései — a granitoid tömegére jellemző emelkedett sugárzási szinthez viszonyítottan is — számos kisebb-nagyobb anomáliát jeleztek, 10–100 g/t közötti U-tartalommal. Közülük kiemelkedő volt a 9017. sz. mélyfúrás 512–516 m közötti mélységköze, ahol 200–300 g/t közötti U-csúcs is megjelent. Ilyen — már ércindikációnak minősülő — dúsulásnál feltétlenül tisztázandó volt, hogy kötődik-e valamilyen — makroszkóposan is látható — ércesedést jelző kőzetelváltozáshoz, netán ércásványosodáshoz? A fúrómagon közel függőleges irányultságú fekete erzet volt megfigyelhető, ami további



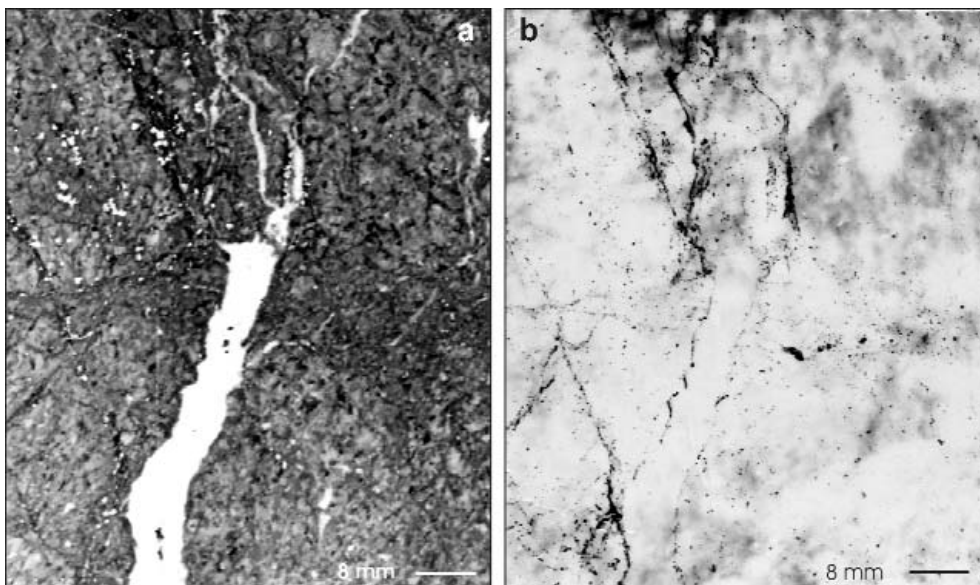
1. ábra. A Mecsek nyugati előterének mélyföldtani térképrészlete (MAJOROS 2001)

1 – Mórággyi Gránit, 2 – Gyödi Szerpentinit, 3 – Gyűrűfői Riolit, 4 – Cserdi Formáció (konglomerátum, homokkő), 5 – Boda Aleurolit, 6 – szerkezeti zóna, 7 – alaphegység felszíni elterjedése, 8 – szerkezeti vonal, 9 – takaró határ jellegű szerkezeti vonal

Figure 1. Geological map of the foreland in the Western Mecsek Mts (after MAJOROS 2001)

1 – Mórággyi Granite Fm, 2 – Helesfa serpentinite, 3 – Gyűrűfői Rhyolite Fm, 4 – Cserdi Fm (conglomerate, sandstone), 5 – Boda Aleurolite Fm, 6 – tectonic zone, 7 – surface area of basement complex, 8 – tectonic line, 9 – tectonic line of thrust sheet

vizsgálatokat indokolta. A kőzetcsiszolatokról készített alfa-nyomdetektoros autoradiográfiák a mikroerek U-érc ásványosodására utaltak (2. ábra). Elkezdett ásványtani vizsgálatuk a MÉV földtani kutatásainak megszűntével — 1989 végén — abbamaradt. Az elvégzett ásványtani és egyéb vizsgálatok (radiometriai, optikai, színekép, kémiai, ólom-



2. ábra. a) Kalciteret (fehér) szegélyező és szétágzó (szétseprűző) U-ásványosodott mikroérhálózat (fekete) a 9017. sz. fúrás gránitjában (513,5 m). Felületi csiszolat, természetes nagyság. b) az a) ábrán bemutatott csiszolat α -nyomdetektoros autoradiográfiája

Figure 2. a) Calcite vein (white) bordered by U-mineralization and ramifying microvein-network of U-mineralization (black) in the granite of borehole No. 9017, 513.5m. Macrophoto of polished section in natural size. b) Alpha-autoradiograph belonging to the a) polished section

izotóp) részeredményeit éves jelentések (FAZEKAS & VINCZE 1982–1985, VINCZE & ELEK 1985–1989), valamint a MÉV kutatásairól készült zárójelentés (MAJOROS 2000, VINCZE 2000) tartalmazza. A jelentés granitoidokkal foglalkozó fejezete (MAJOROS 2000) viszont nem utal az észlelt ércindikációra. Vizsgálata BUDA (1984) anyagából is kimaradt. Kedvező eredmény viszont, hogy a „csak” anomális szintű U-dúsulás mintájából elektron-mikroszondás elemzés is készült (ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszék), amely már 30–40 g/t-ás dúsultságnál uránásványosodást jelzett. A mikrotelérés ércesedés korszerű (elektron-mikroszondás és ércmikroszkópi) anyagvizsgálatának hiánypótlására 2007-ben az ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszékén került sor.

E tanulmány megkísérli — a rendelkezésre álló adatok alapján — az ércindikáció geokémiai-ércteleptani értékelését és annak közreadását, utólagos hozzájárulásként az 1997-ben megszűnt uránérc-bányászat kezdetének 50. évfordulójáról 2005-ben tartott megemlékezéshez.

A nyugat-mecseki granitoid U-anomáliáinak kőzettani-geokémiai háttere

A gránittömeget a sekély- és mélyfúrások ≈800 m hosszban harántolták. A mélyfúrások közül a legnagyobb

kőzettömeget a 9016. sz. (112–317 m, 205 m), a 9017. sz. (415,6–609 m, ≈193 m) és a XIII. szerkezetkutató (595–785 m, 190 m) fúrások tárták fel (1. ábra). A sugárzóanyag-tartalom és összetételét a γ -karotázs mellett jóval több mint 1000 kőzetminta ún. „négykomponenses” (U, Th, Ra, K) radiometriai elemzéséből ismerjük. A 9017. sz. fúrás 159 mintájából SiO_2 , K_2O , Na_2O , CO_2 („karbonát”) meghatározás és ΣRFF elemzések, valamint 6 mintájából teljes kőzetelemzés is készült (I. táblázat). Az optikai színképadatok (II. táblázat) a nyomelemtartalomhoz nyújtanak némi támpontot.

A gránittömeg teljes vastagságát nem ismerjük. A 9017. sz. fúrás ≈200 m feltárási hossza nem elégséges a kemizmus mélységi változásának előrejelzéséhez (3. ábra). Az SiO_2 -tartalom a szelvény aljágig csökkenő trendet mutat ugyan (mintegy 5–10%), de ez nem jár az egymással nyhén korreláló K_2O - és Na_2O -tartalom ilyen arányú növekedésével. A kőzettani szelvényben (KÓSA 1982) a biotitban gazdag xenolitos gránitpázták és az aplitbetelepülések mutatnak némi káliumtöbbletet (4–5,6%, ill. 4,7–5% K_2O). Nagyobb a káliumtöbblet a 9016. sz. és a XIII. szerkezetkutató fúrás aplitjaiban.

KÓSA (1982) (makro)kőzettípusonként (U-anomális és nem U-anomális rózsaszínű gránit, zöldes granitoid, aplit, telérkőzet, telér mentén kifakult gránit, zöld-vörös foltos gránit, xenolitos gránit, vetőzónák) vizsgálta a fő- és

I. táblázat. Nyugat-mecseki gránit kőzetminták fő- és nyomelem összetétele (oxid t %)*

Table I. Major and trace element contents of granite samples, Western Mecsek Mts (oxide weight percent)*

| Fúrás jele Minta jele Mintavétel helye | 9017 Iz-85/1 513,5 m | 9017 Iz-85/2 542,5 m | Nv-103 Iz-85/3 104,3 m | Nv-105 Iz-85/4 95,8 m | Db-203 Iz-85/5 78,7 m | Db-203 Iz-85/6 74,7 m |
|--|----------------------------|----------------------------|------------------------------|-----------------------------|-----------------------------|-----------------------------|
| A) Ny-mecseki gránit kőzetminták főelem összetétele (oxid t %)* – Major element contents of granite samples, W Mecsek Mts (oxide weight percent)* | | | | | | |
| SiO_2 | 59,5 | 65,0 | 72,5 | 66,5 | 65,5 | 53,0 |
| Al_2O_3 | 12,4 | 14,8 | 12,0 | 14,4 | 13,5 | 12,7 |
| TiO_2 | 0,39 | 0,41 | 0,07 | 0,54 | 0,46 | 0,50 |
| CaO | 4,6 | 2,4 | 2,0 | 2,6 | 3,1 | 4,0 |
| MgO | 2,2 | 1,9 | 0,9 | 1,2 | 1,9 | 3,1 |
| MnO | 0,10 | 0,06 | 0,06 | 0,04 | 0,07 | 0,11 |
| Na_2O | 1,8 | 3,1 | 3,0 | 1,8 | 1,9 | 1,4 |
| K_2O | 5,7 | 5,8 | 5,5 | 5,3 | 5,1 | 4,5 |
| FeO | 3,1 | 2,4 | 1,2 | 1,4 | 2,6 | 4,5 |
| Fe_2O_3 | 0,17 | 0,83 | 0,46 | 0,58 | 0,30 | 1,50 |
| Izz. veszt. | 7,5 | 3,1 | 2,4 | 4,4 | 5,7 | 9,0 |
| P_2O_5 | 0,17 | 0,23 | <0,10 | 0,33 | 0,31 | 0,33 |
| CO_2 | 5,59 | 2,31 | 2,17 | 2,16 | 4,25 | sok |
| B) Ny-mecseki gránit kőzetminták nyomelem összetétele (g/t)* – Trace element contents of granite samples, W Mecsek Mts (ppm)* | | | | | | |
| U | 250 | 5–7 | 30–35 | 60–70 | 25 | 20 |
| U ekv. Ra | 140 | 5–7 | 30–35 | 35 | 25 | 20 |
| Th | 35–40 | 45 | 25–30 | 35 | 25 | 25 |
| U | 257 | 7 | 28 | 79 | 21 | 19 |
| Th | 44 | 40 | 22 | 33 | 27 | 25 |
| Pb | 49 | 32 | 26 | 25 | 22 | 28 |
| U | 250 | <10 | 36 | 76 | 24 | 22 |
| Th | 43 | 34 | 22 | 26 | 18 | 21 |
| Pb | 60 | 40 | 20 | 30 | 10 | 10 |
| ΣRFF | 290 | 260 | 52 | 170 | 135 | 140 |

*MÉV Kémiai Analitikai és Radiometriai Laboratóriumok adatai

*Analysed by the Chemical and Radiometric Laboratories of the Mecsek Ore Mining Company

II. táblázat. Az I. táblázat mintáinak félmennyiségi optikai szinképelemzési adatai (g/t)*

Table II. Semiquantitative trace element contents of the samples presented in Table I (ppm)*

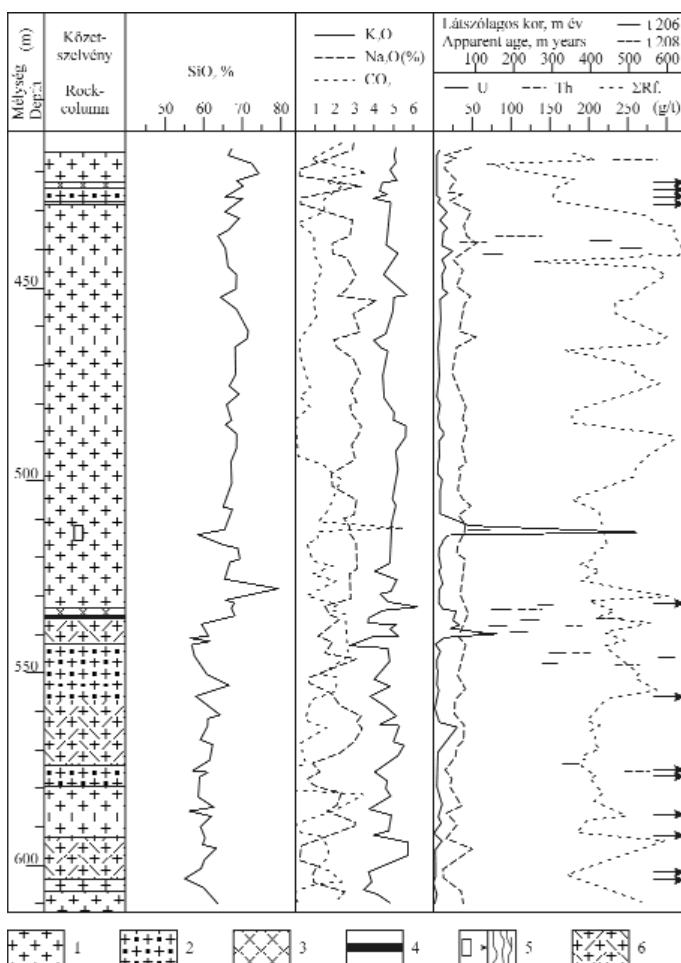
| Fúrás jele Minta jele Mintavétel helye | 9017 Iz-85/1 513,5 m | 9017 Iz-85/2 542,5 m | Nv-103 Iz-85/3 104,3 m | Nv-105 Iz-85/4 95,8 m | Db-203 Iz-85/5 78,7 m | Db-203 Iz-85/6 74,7 m |
|--|----------------------------|----------------------------|------------------------------|-----------------------------|-----------------------------|-----------------------------|
| Ba | ~1000 | sok | <300 | 300 | ~1000 | 1000 |
| Be | ~10 | ~10 | ~10 | ~10 | ~10 | ~10 |
| Cr | 100 | >100 | <100 | ~300 | ~300 | ~300 |
| Co | >10 | ? | - | >30 | >10 | >10 |
| Cu | <100 | <100 | <100 | 100 | >30 | 100 |
| Ga | >30 | 30 | 30 | <100 | 30 | <100 |
| Mn | <1000 | 300 | 100 | <100 | <300 | ~1000 |
| Mo | 10 | <10 | <10 | <10 | ? | <10 |
| Ni | 30 | ~10 | <10 | <30 | 30 | 30 |
| Pb | 100–300 | ~100 | ~100 | ~100 | <100 | <100 |
| Ti | ~3000 | <1000 | 1000 | >3000 | >3000 | >3000 |
| V | >30 | >30 | ? | 30 | >30 | 30 |
| Zr | >300 | >300 | 100 | ~300 | >300 | >300 |

*MÉV Optikai Szinképlaboratórium elemzési adatai

*Analysed by the Optical Spectroscopical Laboratory of the Mecsek Ore Mining Company

nyomelem komponensek kölcsönös korrelációit. A főkomponensek átlagértékei megfelelnek a kőzettani minősítésnek, de az adott kőzetváltozaton belül nincs összetételbeli különbség U-anomális és nem U-anomális kőzet között. Szemléltető példa az „élénk rózsaszínű gránit”

urános ($U = 14,8$ g/t) és normál ($U = 7,23$ g/t) változatának kemizmusa: $SiO_2 = 67,3$ és $67,1\%$, $K_2O = 5,3$ és $5,27\%$, $Na_2O = 3,12$ és $3,29\%$. Figyelemre méltó viszont az urános változatban a karbonátosodás mértékének többlete ($CO_2 = 0,91$ – $1,375\%$). Az utóbbi még erőteljesebb a zöld-vörös foltos, U-anomális ($U = 25,6$ g/t) gránitban ($CO_2 = 3,3\%$). Ellenpéldaként az applitbetelepülés és a szegélyező erősen karbonátosodott ($6,6$ – $13,2\%$ CO_2) kőzettelér ($427,2$ – $427,6$ m) egyáltalán nem U-anomális ($2,2$ – $5,4$, ill. $1,9$ – $3,2$ g/t U). Bár a mikroeres U-ércesedés (512 – 516 m) környezete karbonátteléréses ($6,7\%$ CO_2 !), mindkét eresség megjelenése a kőzetet átjáró töréses mikrotektonikához kapcsolható, és egymástól független is lehet. A kőzetváltozatokon belül — de a gránittömeg egészében sem — az U, Th és a RFF-ek nem mutatnak egymással és a fő vegyi összetevőkkel szignifikáns korrelációt (korrelációs tényező (K_t) = $0,01$ – $0,3$, vagy negatív); a viszonylagos maximumot az U–Th korreláció a xenolitós gránitban adja ($K_t = 0,64$), ahol dúlsátságuk is változékony ($U = 3,8$ – 28 g/t, $Th = 18$ – 45 g/t). Több kőzettypusban (zöldes gránitban, telérkőzetben, xenolitós gránitban) is megjelenik a ΣRFF –Th korreláció ($K_t = 0,76$ – $0,56$), ami közös hordozó ásványt jelezhet. Átlagosan 100 g/t ΣRFF növekményhez ≈ 4 g/t Th, ill. 10 g/t Th növekményhez 65 g/t ΣRFF tartozik. Határozottan elválik egymástól — a gránittömeg egészében — az U,



3. ábra. A 9017. sz. mélyfúrással harántolt gránit kőzettani-geokémiai szelvénye

1 – gránitváltozatok, 2 – xenolitós, biotitban gazdag gránit, 3 – applitos kőzettelér, 4 – kvarctelér, 5 – karbonátos (kalcit) mikrotelér, ércásvány szegéllyel és mikroerekkel, 6 – zúzott granitoid kőzet (az utolsó oszlopban szereplő nyilak jelentése: a látszólagos koradatok meghaladják a 600 millió évet)

Figure 3. Petrographical column and geochemical profile of granite, intersected by borehole Nb. 9017

1 – granite varieties, 2 – xenolithic granite, rich in biotite, 3 – aplite dyke, 4 – quartz vein, 5 – carbonate (calcite) microvein, with ore minerals on the margin, and microveins, 6 – fractured granitoids

a Th és a Σ RFF-ek dúsultságának gyakorisági képe (III. táblázat).

A Th átlagos dúsultsága (≈ 35 g/t) háromszorosa az uránénak (≈ 10 g/t), de hiányoznak az uránnál megjelenő ércindikáció szintű feldúsulások. A tóriummal enyhén korreláló Σ RFF-ek eloszlásjellege — nagyobb dúsultsággal — a Th-hoz hasonló. Az U és Th eloszlásjellege hasonló a 9016. sz. és a XIII. fúrásban is: a Th dúsultsága kisebb ($26\text{--}27$ g/t), viszont a XIII. fúrásban a gránit fő tömegében enyhén U-anomális: a gyakorisági maximum $10\text{--}20$ g/t közötti, az U átlaga ≈ 13 g/t. A legkisebb U-tartalmak ($U < 3$ g/t, Ra/U egyensúly mellett!) a gránittömeg paleo (pl. permi)

titanit = 0,2; opak ásvány = 0,7). Maximumot ér el a karbonátosodás is: 2,5%.

A legbázisosabb összetételű diorit–tonalit (mikroklin = 3%, plagioklász = 43%, kvarc = 19%) nagy biotit tartalmával (28%) részben megfelelhet a xenolitok gránitként leírt (KÓSA 1982) kőzetnek. Közepes a karbonátosodás (1,4%), a Σ RFF- (160 g/t) és a Th-tartalom is (21,4 g/t), és már nem anomális az urán sem (7,7 g/t).

Az akcesszória- és opak ásványok mennyisége az előző típuséhoz hasonló.

A mikroklinben gazdag (39%) mikrogránit és a pegmatoid gránitok (plagioklász = 30%, kvarc = 29%, klorit

III. táblázat. A nyugat-mecseki granitoidok U, Th és Σ RFF gyakorisága a g/t-ban megadott gyakorisági osztályok függvényében

Table III. Frequency distribution of U, Th and REE as a function of concentration classes (ppm) in the W Mecsek Mts granitoids

| Gyakorisági Osztályok (g/t) | <3 | 3-10 | 10-20 | 20-30 | 30-50 | 50-100 | 100-150 | 150-200 | 200-250 | 250-300 | 300< |
|-----------------------------|----|------|-------|-------|-------|--------|---------|---------|---------|---------|------|
| U gyakorisága | 27 | 185 | 38 | 6 | 5 | - | - | - | - | 2 | - |
| Th gyakorisága | - | - | 18 | 57 | 188 | - | - | - | - | - | - |
| Σ RFF gyakorisága | - | - | - | - | - | 5 | 12 | 55 | 128 | 36 | 27 |

lepusztulási tönkfelszínének 5–15 m-es kilúgzási övét jellemzik, ahonnan az U kimosódott, kisebb hányada pedig a gránitban deszcendens anomáliát alkot, de cementációs dúsulási öv nem alakult ki.

A granitoid közettömeg Th/U arányában 1–20 között minden érték előfordul: átlagosan 6, az anomális (10–30 g/t) U-tartalmaknál 1 és 0,5 közötti, az U-ércindikációknál $< 0,2$.

BUDA (1984) széleskörű anyagvizsgálatai tizenöt — mélyfúrással feltárt — nyugat-mecseki granitoid kőzetanyaga genetikai típusának (összehasonlítva azokat a Kelet-Mecsek és a Velencei-hegység granitoidjaival), utólagos elváltozásainak, elemdúsulásainak tanulmányozására irányultak. Megállapította a Kelet- és a Nyugat-Mecsek granitoidjainak kémiai rokonságát, de a nyugat-mecsekiek savanyúbbak a kelet-mecsekienél ($SiO_2 = 65,6\%$, ill. $60,2\%$). Jellemző a viszonylag nagy K_2O -tartalom (5,1% és 4,7%), ami alkáli affinitásra utal, ill. K-metaszomatózist jelez. Texturális megfigyelései az utóbbit támogatják. A Nyugat- és Kelet-Mecsek granitoidjait azonos genetikai típusúnak tekintik: magmás–metaszomatikus, víztelített S-típusú olvadékból (azaz főleg üledékes eredetű kőzetek parciális olvadékából) kristályosodott, autochton katazónájú granitoidok. Körvonalazható egy granodiorit és egy monzonit trend, az utóbbi gyakorisági túlsúlyával: diorit–tonalit 11%, granodiorit–kvarcmonzonit 32%, monzogranit–granodiorit 53%. A különböző kőzettípusok és azok keverékei egyetlen fúrásban belül is előfordulnak.

A porfiroblasztos mikroklin-tartalmú monzogranit–granodioritban a legnagyobb a Σ RFF (278 g/t), a Th (40,8 g/t) és az U (15,5 g/t) átlagos dúsultsága, de az utóbbira jellemző az igen nagy változékonyság is (3,5–43,5 g/t). Itt a Σ RFF-ek spektrumában a nehéz lantanidák dúsultsága 24,6 g/t, a lantané 6,92 g/t, az itterbiumé 2,62 g/t, az európiumé 1,33 g/t. A modális összetétel (térf.%): mikroklin = 15, plagioklász = 45, kvarc = 21, biotit = 14. Az akcesszóriák és opak ásványok mennyisége $> 1\%$ (apatit = 0,7; cirkon = 0,1;

= 1%) akcesszórikus és opak ásványokat csak nyomokban tartalmaznak. Karbonátként kevés calcit jelenik meg. Közepes Th-tartalom (28,8 g/t) mellett itt a legkisebb az U- (2,6 g/t) és a Σ RFF- (88 g/t) tartalom.

A 9017. sz. mélyfúrás uránérc-indikációi és mikroeres (teléres) uránércesedése

Az anomális szintet (10–30 g/t) meghaladó urándúsulások (ércindikációk) az anomális szakasz felső szegélyén telérkőzet (533,8 m), és kvarctelér (534,8 m) betelepüléseit tartalmazó ($SiO_2 = 83\%$) halvány rózsaszínű–vöröses, alsó részén zöldesszürke foltos, milonitosodott granitoid kőzetben jelennek meg 533,8 és 540,8 m mélységközben, 30–44 g/t-ás urán csúcserkéekkel (3. ábra). Jelentékeny a hordozó kőzet karbonátosodása is (0,94–4,58% CO_2).

A mélyfúrás mintáinak vizsgálata szerint (BUDA 1984) a jellemző kőzetek, ásványos összetevőik és elváltozásaik a következőkben foglalhatók össze:

Kloritos granitoid (534,4 m). Zöldesszürke, morzsálékony, 1–2 mm-es dolomiterek járák át. Erősen milonitos szövetű, kovásodással, karbonátosodással.

Kvarctelér (534,8 m). Szürkésfehér, finomszemű (20–5 μ m), zöld kloritfoltos. A bezáró gránit sötétszürke, közepes szemű, mállott. A kvarctelért karbonátterek szelik át. A gránit repedezett, karbonát- és kvarcérhálózattal átszőtt.

Milonitos granitoid (535,4 m). Rózsaszínű, finomszemű, foltokban és repedéskitöltésként karbonátosodott. A mikroszkóposan megfigyelhető kétféle opak ásvány egyik változata sárgásbarnán áttetsző, nagy fénytörésű, négyzet, vagy rombusz keresztmetszetű halmaz; a másik teljesen opak, négyzet keresztmetszetű vagy xenomorf (radioaktív ásványok?).

Kloritos monzogranit (538 m). Sötétszürke, milonitosodott (klorit kötőanyaggal). Jellemzőek a járulékos apatit,

valamint a Ti-ásványok — titanit utáni pseudomorfózák.

A két utóbbi (535,4 m és 538 m), U-dús kőzettípus elektron-mikroszondás elemzése (ELTE Közéttan-Geokémiai Tanszék) coffinit–pirit társulást mutatott ki, ahol a coffinit részben átszővi a piritesedett mezőt. Ritkaföldfém (Ce, La) hordozóként leukoxénben sávokba rendezett finomszemcsés (1–5 µm-es) idiomorf monacithintés volt kimutatható.

A mikrotelérés U-ércesedés a γ -karotázs alapján az 512–516 m-es mélységköz anomális szakaszához tartozik. A γ -csúcsot 515 m-nél mérték. A fúrómag mintázás mélységi dokumentációja alapján az elemzett urán-csúcsérték 515 m és 514 m közé esik. Ez a dúsulás közel nagyságrendnyivel (217–257 g/t) nagyobb az előzőekben bemutatott ércindikációkénál. Makroszkóposan uránércesedést jelző ásványosodás 513,5 m-ből gyűjtött 20 cm hosszú fúrómagon volt észlelhető (2. ábra). A fúrómag hossz tengelye mentén enyhén kanyargó, cm-nyi széles karbonátmikrotelért (az ábrán fehér) 0,1–1 mm-es sávban fekete U-ércásványosodás szegélyezi (2. ábra, a). A karbonátér fölfelé néhány mm széles elágazásokra bomlik, majd elhal. A szegélyező ércásványosodásból 1–2 mm széles, faagszerűen elágazó–szétseprűződő, további mikroeres ércesedést fejlődött ki, amely szakaszosan, ill. foltokban karbonátos is. A fekete, koromszerű U-ércásványosodáshoz — amelyet az autoradiográfia (2. ábra, b) egyértelműen igazol — piritesedett társul, amely a gránitban önálló hintésként is megjelenik. Ráeső ferde megvilágítású sztereomikroszkópi képen — és a hozzá tartozó α -nyomdetektoros mikroradiográfia — a koromszerű ásványosodáson belül már fémes reflexiójú U-oxid (szurokérc) is észlelhető.

Az ércesedett gránit kemizmusáról és az ércesedést kísérő nyomelemgyűttesről az I. táblázatból tájékozódhatunk (Iz-85/1. minta, és további öt anomális minta adatai). Jelentős a K_2O többlet és a karbonátosodásra utaló CO_2 , amelyhez a Ba dúsulása is társul. A Cu- és Pb-tartalmak a pirit melletti színesfém szulfidokra utalnak. A Ti dúsultsága — az előzőekben vázolt — U-Ti kapcsolatot támasztja alá az anomáliák és ércindikációk esetében, de az U-dúsulás ércszintre növekedésével (mikrotelérékben) már az oxidos U-ércásványosodás a meghatározó, az ércindikációban (535,4 m) elektronmikroszondával elemzett coffinit mellett.

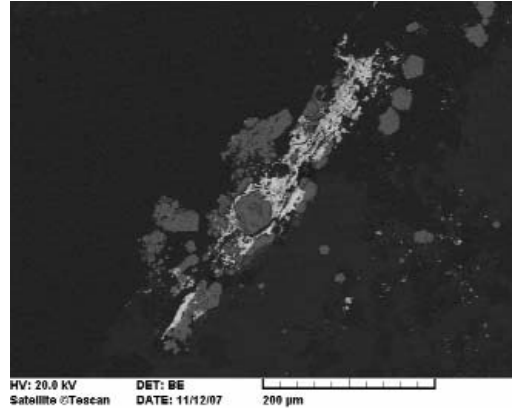
A makroszkóposan U-ércesedést mutató minták, azaz a 9017-es fúrás 513,5 m mélységből származó mintáinak részletes elektronmikroszondás vizsgálatára is sor került.

A vizsgálatokat AMRAY 1831 I/T6 típusú energiadiszperzív (ED) spektrométerrel felszerelt pásztázó elektronmikroszkóppal végeztük 20 keV gyorsító feszültség mellett 1–2 nA alkalmazásával.

A csiszolatokról készült α -nyomdetektoros autoradiográfia és a mikroszkópos kép alapján kirajzolódó uránércesedés részletesebb analízise jellegzetes ásványparagenezisre és eredetre utal.

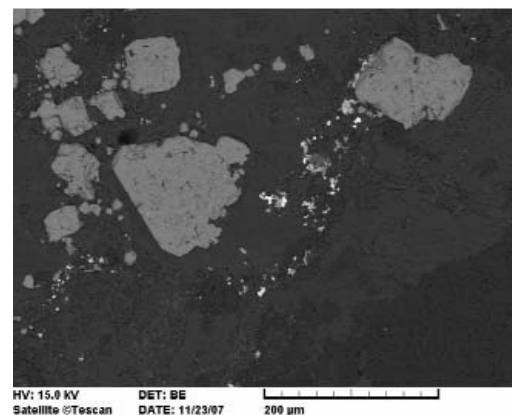
Az uránásványok kiválása szorosan kapcsolódik a pirit redukciós zónájához (4. ábra), megjelenésük főként karboná-

náterekhez kötődik (5. ábra). A fő uránhordozó ásványok a coffinit, urán-oxid (uraninit) és a változó urántartalmú urán-titán-oxidok. A három ásványtípus sokszor egymás mellett, főként aprószemcsés formában jelenik meg, vagy finomszemcsés halmazt alkot, de önálló, elszórt kiválásai is megfigyelhetők. Az ásványgyűttesek megjelenési formái



4. ábra. Karbonátér szélén megjelenő urán-oxid-coffinit (fehér) finomszemcsés szövetű piritkristályokat (szürke) körülvevő (visszaszórt elektronkép)

Figure 4. Backscattered electron image (BEI) of fine grained U-oxide-coffinite aggregates (white) at the border of a carbonate vein along pyrite crystals (grey)



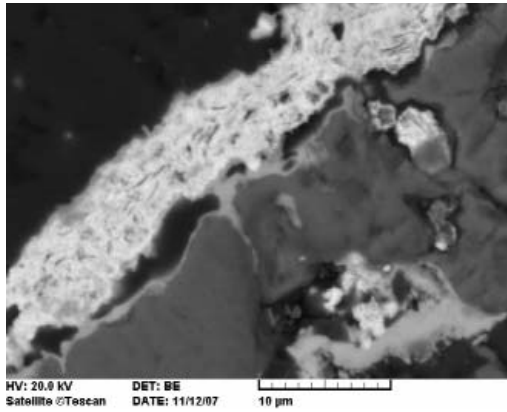
5. ábra. Karbonát érben U-ásványok (fehér) pirit (szürke) redukciós zónájában (visszaszórt elektronkép)

Figure 5. BEI of U-minerals (white) in a carbonate vein in the reduction zone of pyrite (grey)

igen változatosak. Leggyakrabban urán-oxid-coffinit fordul elő a vizsgált mintákban.

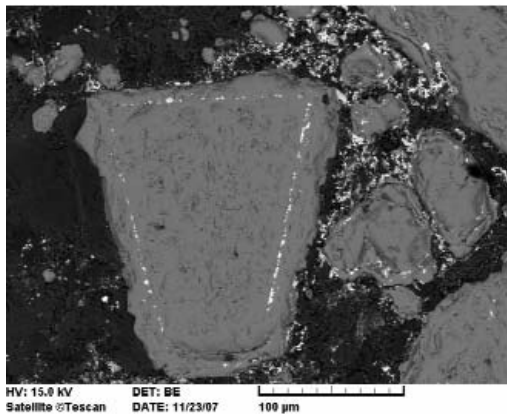
A coffinit a redukciós zónában szórtan, esetenként vékony szegélyként pirit kristályok peremén vált ki (6. ábra), néha keretként mutatva a pirit továbbnövekedési zónáját (7. ábra). Viszonylag nagyobb halmazai is megfigyelhetők piritet övezve, vagy más kőzetalkotó ásványok (pl. albit, kvarc) repedéseiben. A kisebb-nagyobb halmazok sokszor urán-oxid-coffinit szövetének bizonyultak.

A nagyobb coffinit szemcsékben urán-oxid-zárványosok is találhatóak. A zárványos coffinit karbonátérben, a pirit redukciós zónájában viszonylag gyakran előfordul (8. és 9. ábra). A zárványos coffinit többnyire 10–30 µm-es, de



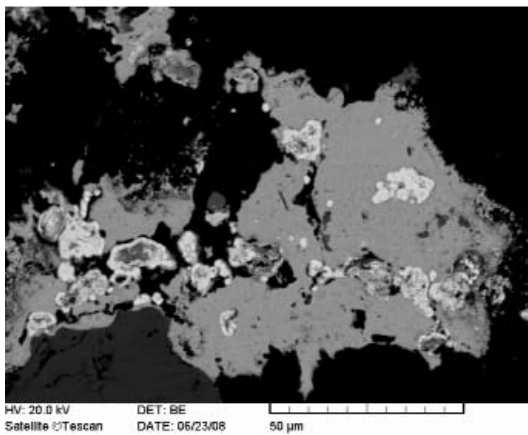
6. ábra. Pirit (sötétszürke) vékony coffinit-(szürke) bevonattal és urán-oxid-szegéllyel (fehér) (visszaszórt elektronkép)

Figure 6. BEI of U-oxide precipitate (white) near a pyrite (dark grey) with a thin coffinite coat (grey)



7. ábra. Pirit, továbbnövekedési zónát mutató coffinitkerettel (fehér) (visszaszórt elektronkép)

Figure 7. BEI of pyrite (grey) with coffinite inclusions (white) showing its growing zone



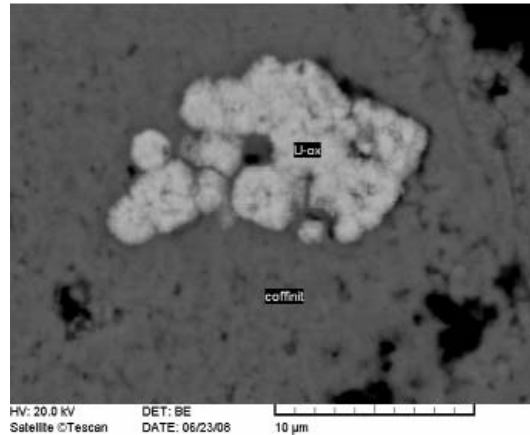
8. ábra. Coffinitben (szürke) finomszemcsés urán-oxid (fehér) (visszaszórt elektronkép)

Figure 8. BEI of U-oxide (white) in coffinite

mérete egyes helyeken a 100 µm-t is meghaladhatja. A kinagyított képen (9. ábra) jól látható az ásványok másodlagos eredetű utaló mikrokrisztályos szerkezet.

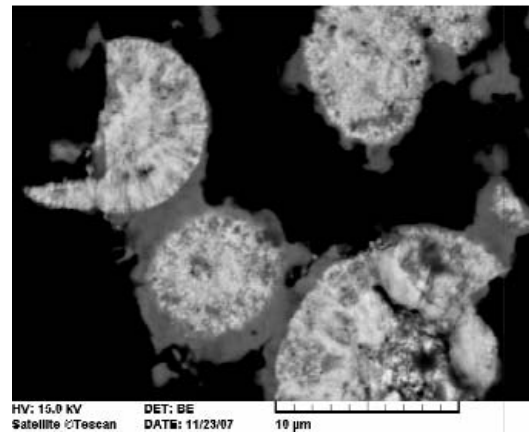
Sajátságos megjelenési forma a gömbös, legyezőszerű urán-oxid és a körülötte kiváló coffinit is (10. ábra). Megjegyzendő, hogy a felvett spektrum alapján itt (10. és 11. ábra), és esetenként a minta néhány más helyén keletkezett coffinitban itrium is kimutatható volt.

Jellemző uránhordozók még a változó U-tartalmú U–Ti-oxidok. Kis uránkoncentrációval rendelkeznek a másod-



9. ábra. Finomszemcsés urán-oxid (fehér) coffinitben (szürke), az előző kép kinagyított részlete (visszaszórt elektronkép)

Figure 9. BEI of U-oxide (white) in coffinite (grey), enlarged part of Figure 8

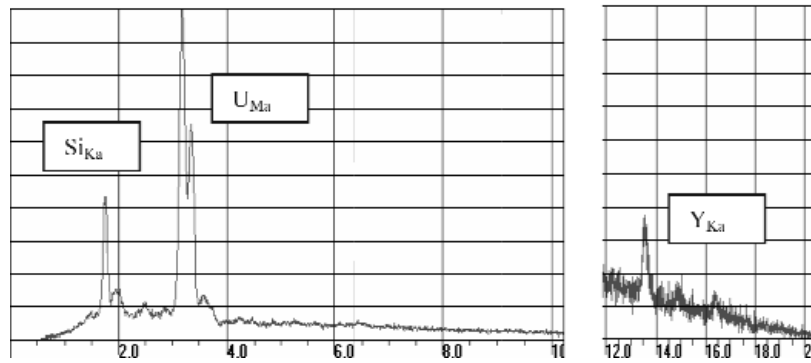


10. ábra. Karbonátérben található gömbös, legyezőszerű urán-oxid (fehér) körül coffinitkiválás (szürke) (visszaszórt elektronkép)

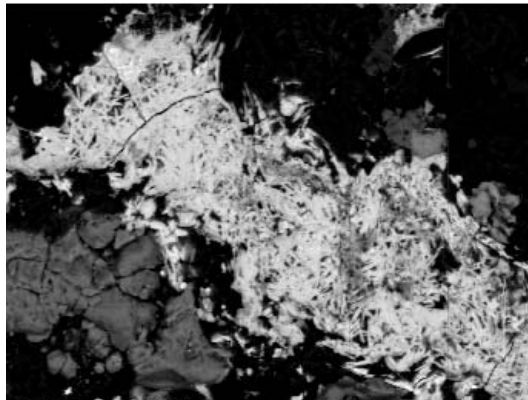
Figure 10. BEI of coffinite precipitate (grey) around spherical U-oxide in a carbonate vein

lagosan kivált Ti-oxidok, amelyeken könnyen adszorbeálódhat az urán. Az 12. ábra U–Ti-oxidok aprókrisztályos változatát mutatja be. A tús kristályokból álló halmazban az U-tartalom változó, összetétele alapján zömében braneritnek tekinthető. Itt jegyezzük meg, hogy a halmaz mellett egy 6–7 µm-es szemcséről felvett spektrum (13. ábra) RFF–Al-foszfat (florenicit?) jelenlétére utal.

Az U–Ti-oxidok sokszor urán-oxidokkal és coffinittel együtt kivált ásványegyüttest alkotnak, amelyek jellemzően



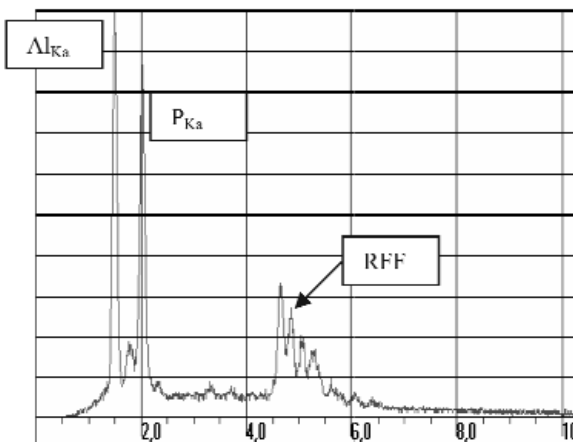
11. ábra. Y-tartalmú coffinitről (pl. 10. ábra) felvett ED-spektrum
 Figure 11. ED-spectrum of coffinite with Y-content (e.g. Figure 10)



12. ábra. A visszaszórt elektronképen U-Ti-oxidok pirit mellett kivált apró, tűkristályos halmaza látható, a halmaz mellett kis-méretű florencit(?) -szemcse (ED-spektrum: 13. ábra)

Figure 12. BEI of needle-like U-Ti-oxide aggregates and a small florencite (?) grain (ED-spectrum: Figure 13)

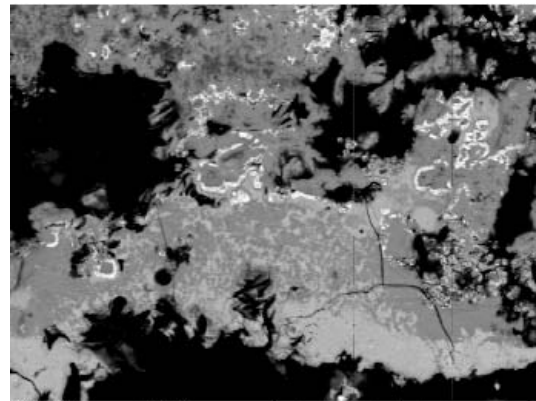
zetes szöveti képpel tűnnek ki (14–16. ábra). A bemutatott felvételeken a szegélyként megjelenő coffinit a fluidumok Si-tartalmának megnövekedését jelzi. Egy hasonló kiválás kinagyított, belső szerkezete (17. ábra) szintén a képződés inhomogenitását mutatja, illetve a kőzetet átjáró



13. ábra. Florencit (?) (12. ábra) ED-spektruma
 Figure 13. ED-spectrum of florencite (?) (see Figure 12)

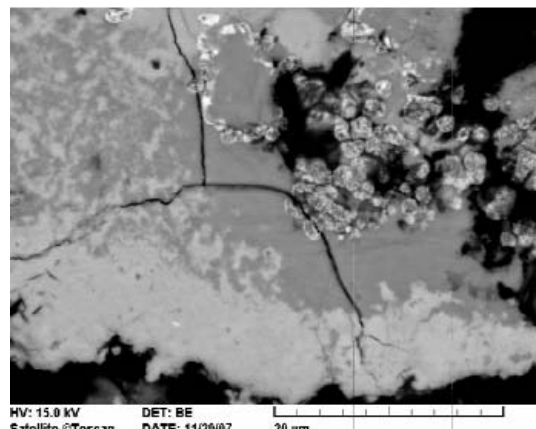
fluidumok időben és térben változókéony összetételére utal.

Az akcessóriák közül viszonylag nagyobb mennyiségben fordul elő a monacit. Gyakran repedések mellett figyelhető meg (18. ábra), ami hangsúlyozza másodlagos jellegét. A megelemzett szemcsékben nem volt kimutatható U-tartalom, ami arra enged következtetni, hogy nem az uránásványokkal egy időben keletkezett. A további járulékos ásványok közül a

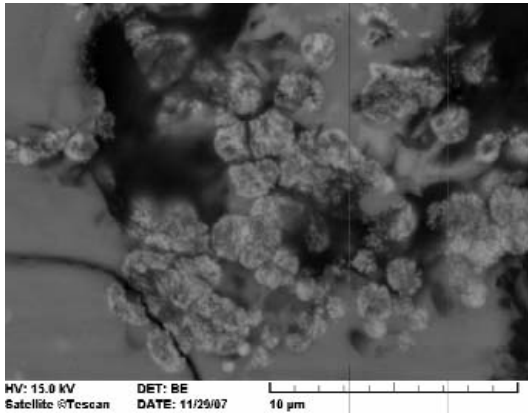


14. ábra. Urán-oxid (fehér), coffinit (világos szürke) és U-Ti-oxid (szürke) halmazának visszaszórt elektronképe

Figure 14. BEI of U-oxide (white), coffinite (middle grey) and U-Ti-oxide (grey) aggregate

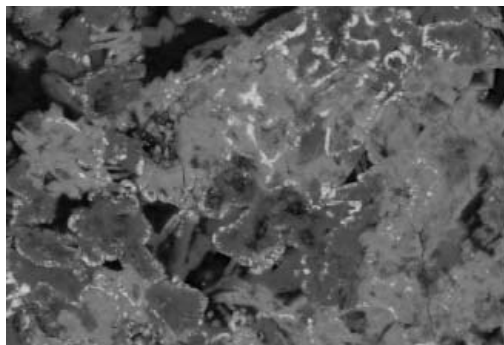


15. ábra. A 14. ábra kinagyított részlete (visszaszórt elektronkép)
 Figure 15. Enlarged part of Figure 14



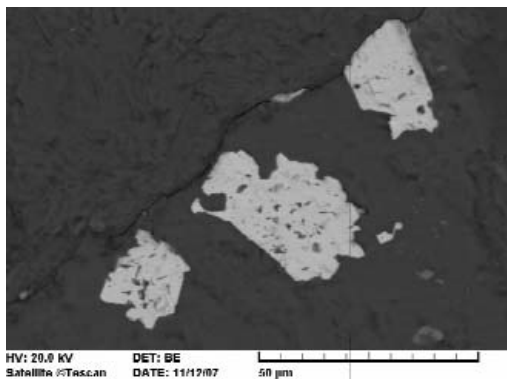
16. ábra. Urán-oxid (fehér) kezdődő, gömbszerű kiválása az 15. ábrán látható halmaz. U-Ti-oxid (szürke) részlegében (visszaszórt elektronkép)

Figure 16. BEI of spheroidal U-oxide (white) in U-Ti-oxide, enlarged part of Figure 15



17. ábra. Urán-oxid (fehér), coffinit (szürke) és U-Ti-oxid (sötétszürke) halmaz kinagyított részlete (visszaszórt elektronkép)

Figure 17. BEI of an U-oxide (white), coffinite (middle grey) and U-Ti-oxide (grey) aggregate, showing the structure of coprecipitation

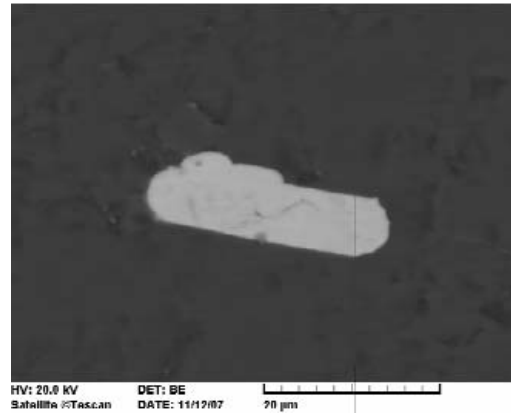


18. ábra. Repedés mentén kivált másodlagos monacit szemcsék visszaszórt elektronképe

Figure 18. BEI of secondary monacite grains (white) along a crack

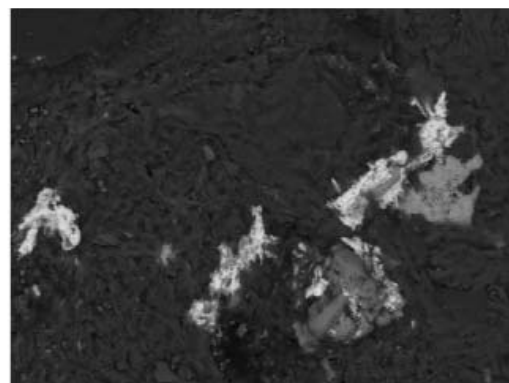
cirkon és a xenotim rendelkezik kimutatható U-tartalommal. A vizsgált mintákban a Th-tartalmú ásványok közül sajátalakú thorianit (19. ábra) és másodlagos kifejlődésű Th-szilikát (tórit?, 20. ábra) volt észlelhető.

Az elektronmikroszkopos vizsgálatok alapján szembe-tűnő, hogy a hidrotermás folyamatok során a másodlagos U-



19. ábra. Sajátalakú thorianit visszaszórt elektronképe

Figure 19. BEI of euhedral thorianite



20. ábra. Másodlagosan kivált Th-szilikát (tórit?) (fehér) visszaszórt elektronképe

Figure 20. BEI of secondary Th-silicate (thorite?) (white)

ásványok zömében karbonátokban, a pirit redukciós zónájában jelennek meg. Sokszor megfigyelhető a pirit szegélyén kiváló coffinit. MIN et al. (2005), illetve HEMINGWAY (1982) szerint a kiválás első lépcsője az UO_2^{2+} (VI) redukciója UO_2^+ (V) ionná, amely utóbbi adszorbeálódhat egy szilikát-, vagy pirit szemcse határán. Összefoglalóan azt mondhatjuk, hogy a további redukciók során az oldat összetételétől (pl. a Si-, Ti- és a RFF-tartalom) és egyéb körülményektől (Eh, pH, hőmérséklet stb.) függően alakulhat ki a coffinit, urán-oxid, urán-titanát és egyéb, esetenként U-hordozó, járulékos ásványok együttese. Az ásványok pontosabb összetételét a karbonátos oldat Y- és RFF-tartalma is befolyásolhatja. Esetünkben pl. egyes coffinit szemcsékben Y-tartalom volt kimutatható, hasonló módon, mint pl. a Cseh-masszívum csehországi területén (RENÉ 2008), vagy az Új-Mexikó ÉNy-i részén található Grants U-telegen (HANSLEY és FITZPATRICK 1989, DEDITUS et al. 2008).

A vizsgált területen a másodlagos, sokszor bonyolult szöveteket alkotó uránásványok valószínűleg időben és térben változó összetételű fluidumokból alakulhattak ki, több egymást követő folyamat során.

IV. táblázat. A nyugat-mecseki gránit ólomizotóp összetétele és látszólagos koradatai az ólomizotóp szintképezelmések alapján

Table IV. Lead isotope analyses and apparent ages of the W Mecsek Mts. granitoids based on lead isotope spectrometry

| Mélyfúrás | Minta jele | Röntgenszinkép- elemzés g/t | | | | Pb-izotóp összetétel at% | | | | | | Izotóparányok* | | | | ²⁰⁶ Pb | Látszólagos koradatok** | | | |
|-------------|------------|--------------------------------|----|----|------|--------------------------|-------|-------|-----|------|--------|----------------|--------|------------------|-----------------------|-------------------|-------------------------|------------------|--|--|
| | | U | Th | Pb | | 204 | 206 | 207 | 208 | 1 | 2 | 3 | 4 | t ₂₀₆ | t ₂₀₆ (II) | | t ₂₀₇ | t ₂₀₈ | | |
| 9016 | 1011 | 33 | 24 | 9 | 1,20 | 30,70 | 18,70 | 49,40 | | 1,00 | 0,0269 | 0,1513 | 0,0149 | 0,0226 | 173 | 146 | 145 | 306 | | |
| 9016 | 1013 | 28 | 20 | 10 | 1,20 | 29,90 | 19,30 | 49,60 | | 0,99 | 0,0323 | 0,2674 | 0,0214 | 0,0231 | 205 | 236 | 241 | 429 | | |
| 9016 | 1020 | 28 | 51 | 20 | 1,30 | 28,30 | 19,70 | 50,70 | | 0,95 | 0,0362 | | 0,0049 | 0,0288 | 229 | 185 | | 99 | | |
| 9016 | 719 | 27 | 23 | 21 | 1,30 | 29,40 | 19,90 | 49,40 | | 1,00 | | | | 0,0480 | 310 | 305 | | | | |
| 9016 | 724 | 59 | 33 | 22 | 1,30 | 29,20 | 18,90 | 50,60 | | 0,95 | 0,0228 | | 0,0076 | 0,0274 | 145 | 176 | | 153 | | |
| 9016 | 727 | 57 | 15 | 10 | 1,30 | 32,10 | 19,80 | 46,60 | | 1,11 | 0,0166 | | | 0,0165 | 106 | 107 | | | | |
| 9016 | 9K24259 | 147 | 20 | 9 | 1,45 | 29,01 | 20,36 | 49,18 | | 1,00 | 0,0017 | | | 0,0094 | 11 | 61 | | | | |
| 9016 | 261 | 29 | 32 | 25 | 1,37 | 26,19 | 21,21 | 51,24 | | 0,92 | 0,0909 | 0,9247 | 0,0141 | 0,0501 | 561 | 419 | 667 | 283 | | |
| 9016 | 262 | 104 | 26 | 12 | 1,15 | 34,66 | 18,89 | 45,30 | | 1,18 | 0,0180 | 0,1553 | 0,0074 | 0,0145 | 115 | 94 | 147 | 150 | | |
| 9017 | 1475 | 35 | 52 | 27 | 1,30 | 27,20 | 19,70 | 51,80 | | 0,99 | 0,0290 | | 0,0128 | 0,0212 | 186 | 137 | | 259 | | |
| 9017 | 1476 | 33 | 18 | 26 | 1,30 | 28,50 | 18,80 | 51,40 | | 0,92 | 0,0413 | | 0,0285 | 0,0439 | 264 | 280 | | 586 | | |
| 9017 | 1477 | 33 | 28 | 24 | 1,30 | 27,20 | 19,40 | 52,10 | | 0,89 | 0,0272 | | 0,0239 | 0,0233 | 175 | 150 | | 483 | | |
| 9017 | 1479 | 44 | 25 | 22 | 1,30 | 27,30 | 19,60 | 51,80 | | 0,91 | 0,0193 | | 0,0215 | 0,0151 | 125 | 98 | | 437 | | |
| 9017 | 1495 | 31 | 40 | 32 | 1,30 | 25,90 | 19,70 | 53,10 | | 0,86 | 0,0234 | | 0,0312 | 0,0129 | 151 | 84 | | 627 | | |
| 9017 | 1z-85/1 | 257 | 44 | 49 | 1,33 | 34,15 | 19,53 | 44,99 | | 1,19 | 0,0214 | | | 0,0212 | 136 | 137 | | | | |
| Nv-3 | 85/3 | 28 | 22 | 26 | 1,25 | 29,33 | 20,21 | 49,31 | | 1,00 | 0,0680 | 0,8810 | 0,0216 | 0,0420 | 424 | 267 | 644 | 433 | | |
| Nv-5 | 85/4 | 79 | 33 | 25 | 1,44 | 26,71 | 21,19 | 50,66 | | 0,95 | 0,0008 | | | 5 | | | | | | |
| Db-203 | 85/5 | 21 | 27 | 22 | 1,37 | 26,98 | 20,43 | 51,22 | | 0,93 | 0,0812 | | | 0,0148 | 137 | 96 | | | | |
| Db-203 | 85/6 | 19 | 25 | 18 | 1,25 | 26,69 | 20,78 | 51,28 | | 0,93 | 0,0405 | 1,7600 | 0,0290 | 0,0006 | 256 | 4 | 1032 | 570 | | |
| XIII szerk. | 686 | 38 | 26 | 16 | 1,30 | 31,20 | 19,70 | 47,80 | | 1,06 | 0,0321 | | | 0,0162 | 225 | 105 | | | | |
| XIII szerk. | 704 | 40 | 24 | 44 | 1,30 | 27,60 | 21,00 | 50,10 | | 0,97 | 0,0469 | 1,0532 | 0,0106 | 0,0280 | 295 | 180 | 733 | 214 | | |
| XIII szerk. | 706 | 29 | 30 | 33 | 1,30 | 27,30 | 20,50 | 50,90 | | 0,93 | 0,0445 | 0,1822 | 0,0162 | 0,0328 | 281 | 210 | 174 | 325 | | |
| XIII szerk. | 710 | 31 | 24 | 67 | 1,30 | 26,60 | 20,50 | 51,60 | | 0,91 | 0,0666 | 0,3434 | 0,0625 | 0,0442 | 415 | 284 | 306 | 1227 | | |
| XIII szerk. | 711 | 32 | 34 | 70 | 1,30 | 26,00 | 21,00 | 51,20 | | 0,93 | 0,0654 | 2,0944 | 0,0372 | 0,0277 | 408 | 178 | 1156 | 740 | | |
| XIII szerk. | 713 | 41 | 22 | 85 | 1,30 | 27,30 | 21,00 | 50,40 | | 0,96 | 0,0812 | 1,9849 | 0,0353 | 0,0455 | 503 | 290 | 1113 | 703 | | |
| XIII szerk. | 714 | 50 | 30 | 79 | 1,30 | 27,10 | 21,20 | 50,40 | | 0,96 | 0,0582 | 2,0166 | 0,0240 | 0,0271 | 364 | 174 | 1123 | 482 | | |
| XIII szerk. | 715 | 47 | 34 | 19 | 1,30 | 30,10 | 19,30 | 49,30 | | 1,00 | 0,0289 | | | 0,0316 | 184 | 203 | | | | |
| XIII szerk. | 718 | 59 | 23 | 16 | 1,30 | 31,60 | 19,10 | 48,00 | | 1,06 | 0,0241 | | | 0,0267 | 154 | 172 | | | | |
| 4766 | 1026 | 28 | 11 | 23 | 1,20 | 29,10 | 19,80 | 49,90 | | 0,98 | 0,0658 | 1,2800 | 0,0960 | 0,0396 | 416 | 253 | 827 | 1866 | | |

* Izotóparányok: 1. = ²⁰⁶Pb + ²⁰⁷Pb/²⁰⁸Pb; 2. = ²⁰⁶Pb(r)/²³⁸U; 3. = ²⁰⁷Pb(r)/²³⁸U; 4. = ²⁰⁸Pb(r)/²³⁸U; (r): az „elméleti” háttér” alapján számított radiogén összetevő; ^Δ₂₀₆Pb: a „gyakorlati” háttér” alapján számított radiogén összetevő** Látszólagos koradatok: t₂₀₆, t₂₀₇, t₂₀₈ = a 2, 3, 4. oszlopok hányadosaihoz tartozó (hányadosainak megfelelő) koradatok; t₂₀₆(II) = a ^Δ₂₀₆Pb értékeknek megfelelő koradatok (az izotóp koradatok teljes közötre vonatkoznak)

A kőzetfejlődés és az U-dúsulás időbeliségének izotópgeokémiai értékelése

Az urán feldúsulási folyamatának izotópgeokémiai értékeléséhez a nyugat-mecseki granitoidokat harántoló fúrások mintáiból 143 ólomizotóp-színkép (Nyevszkij Expedíció, Leningrád) és 14 tömegspektrométeres (ELTE Fizikai-Kémiai Tanszék) ólomizotóp elemzés készült. Közülük az anomális, ill. ércindikáció szintű minták elemzési adatait a IV. táblázat tartalmazza. Az izotóp-adatokhoz Rtg-fluoreszcenciás U-, Th- és Pb-elemzések is tartoznak. Összehasonlító háttérvizsgálatként az elemzések jelentős része (összesen 31 elemzés) a 4766. sz. fúrásból (a mecseki lelőhely DK-i pereme), a Mágocs–2 fúrásból (a Mecsek É-i előtere) és a Pörböly–1 fúrásból (a Kelet-Mecsek gránitjának ÉK-i pereme) készült.

A nem U-anomális minták viszonylag nagy száma (69) statisztikai alapul szolgált a nem uránfüggő háttér (nem radiogén) Pb-izotópszint meghatározásához. Így 5,9 g/t átlagos U-tartalomhoz 25,89 ²⁰⁶Pb at%, 20,54 ²⁰⁷Pb at% átlagok és ≈1,26 ²⁰⁶Pb/²⁰⁷Pb háttérhányados tartozik. Az anomális U-tartalmakat is magában foglaló U – ²⁰⁶Pb és U – ²⁰⁷Pb regressziók Y-metszéspontjai alapján (pl. a XIII. fúrásból 36 adatpár) az urántól független összetételek (²⁰⁶Pb = 26,13 at%, ²⁰⁷Pb = 20,78 at%) szintén ≈1,26 háttérhányados adnak. A (²⁰⁶Pb + ²⁰⁷Pb)/²⁰⁸Pb izotóphányados az ércindikációkban > 1 (az Iz–85/1. minta 257 g/t-ás U-tartalmánál 1,193), ami „valós” ércesedést jelez. Az U-anomális mintákban — a dúsultság szintjének megfelelően — ezen érték 0,9–1 közötti (IV. táblázat: „izotóparányok”, 1. oszlop).

A vázolatkból következően a mintánkénti „korvizsgálat” csak a háttérnél nagyobb izotóparányokból végezhető és a „csak” anomális U-tartalmakhoz tartozó koradatok háttérérzékenysége és az alapadatok (U-, Pb-izotóp összetétel) elemzési pontatlansága miatt igen nagy hibával (10–50%) terhelt. Abból kiindulva, hogy az eredeti törmelékes üledékek (JANTSKY 1975) a kora-karbonnál idősebbek (ami elvileg lehet akár prekambriumi is) minimálisan 350 millió év elméleti háttérkort kell felvennünk, ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb=18,398, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb= 15,692 és ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb = 38,142 háttérhányadosokkal.

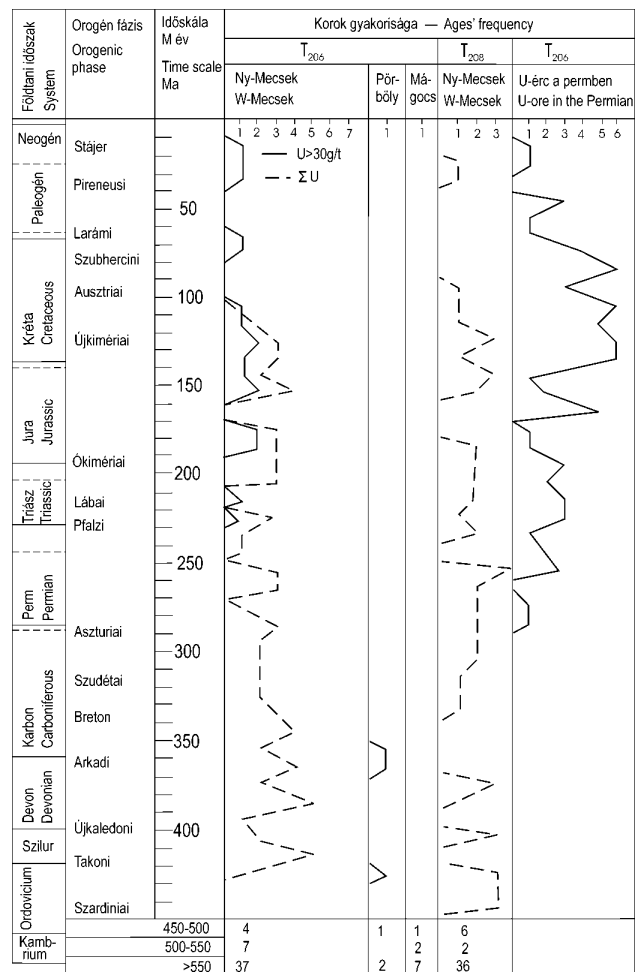
Az urán és tórium dúsulásának időbeli szakaszossága következtében még az ércindikációk esetében is nagy t₂₀₆ – t₂₀₇ – t₂₀₈ kordiszordanciak adódnak (IV. táblázat); a t₂₀₆ – t₂₀₇, ill. t₂₀₆ – t₂₀₈ koradatok — az alapadatok hibahatárain belül — csak néhány esetben „konkordánsak”, vagy hasonlóak. A t₂₀₆ > t₂₀₇ és t₂₀₆ < t₂₀₇ koradatok váltakoznak. A nem, vagy enyhén anomális minták nagyobb hányadának látszólagos korára jellemző, hogy t₂₀₆ < t₂₀₇ és a t₂₀₈ korok az esetek többségében — így átlagosan is — idősebbek a t₂₀₆ koroknál.

Az utóbbi váltakozásait a szelvényben is szemléltethetjük (3. ábra). Mindez a korábban felhalmozódott U-készlet áthalmazódásait jelzi; valamint azt, hogy az U-dúsulás első fázisát a Th dúsulása is követi, de az U ércindikáció szintű további dúsulásai már nem jártak a Th-tartalom lényeges növekedésével.

Az U és Th dúsulásának — mint eseménysornak — az értelmezése megkísérelhető egyrészt a nagyszámú adatból felépített korhisztogramban — ahol az események gyakorisági csúcsokként hagynak nyomot (21. ábra), másrészt a kordiszordancia problémákat urán – radiogén ólom korrelációs izokron-diagramokkal (22. ábra, a–d) és az ²⁰⁷Pb/²³⁵U – ²⁰⁶Pb/²³⁸U konkordia diagrammal (22. ábra, e) lehetett feloldani.

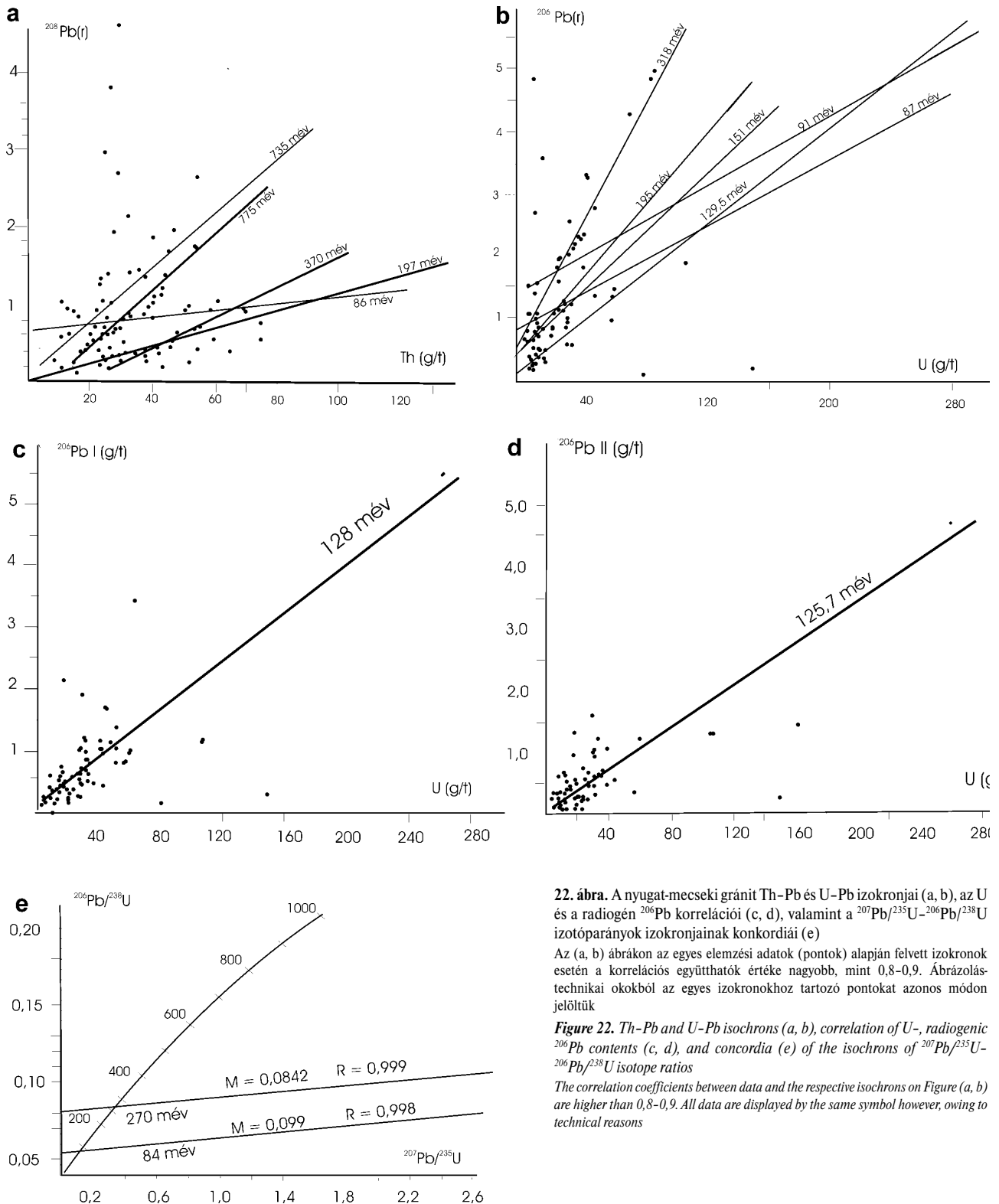
A t₂₀₆ korhisztogramon a nagyszámú >550 millió éves „koradat” — amely széles időskálán szóródva nem alkot gyakorisági csúcsokat — szelektív elemigrációt (U-vesztés, ²⁰⁶Pb-szelekció) jelezhet. A gránitosodás folyamatában (425–435 millió év) történhetett a nem anomális szintű U-készlet első rögzülése, amelyen belül két kaledóniai súlyponti fázis lehet (420–400 és 370–360 millió év).

A 290–175 millió év közötti időintervallumban (késő-karbondtól a jura közepéig) végbement metasomatikus átalakulások U-többletet és átrendeződést hoztak. Az ércesedés szintjét elérő dúsulás már kifejezetten alpi jellegű (≈155–100 millió év) és egybevág a permii U-érc lelőhely ércesedését beállító fő dúsulási fázisokkal. A t₂₀₈ korok



21. ábra. A t₂₀₆ és t₂₀₈ ólomizotópkorok eloszlásának gyakorisága a nyugat-mecseki gránitban

Figure 21. Frequency distribution of the t₂₀₆ and t₂₀₈ lead isotope ages in the W Mecsek granite



22. ábra. A nyugat-mecseki gránit Th-Pb és U-Pb izokronjai (a, b), az U és a radiogén ^{206}Pb korrelációi (c, d), valamint a $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ izotóparányok izokronjainak konkordiái (e)

Az (a, b) ábrákon az egyes elemzési adatok (pontok) alapján felvett izokronok esetén a korrelációs együtthatók értéke nagyobb, mint 0,8-0,9. Ábrázolástechnikai okokból az egyes izokronokhoz tartozó pontokat azonos módon jelöltük

Figure 22. Th-Pb and U-Pb isochrons (a, b), correlation of U-, radiogenic ^{206}Pb contents (c, d), and concordia (e) of the isochrons of $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ isotope ratios

The correlation coefficients between data and the respective isochrons on Figure (a, b) are higher than 0,8-0,9. All data are displayed by the same symbol however, owing to technical reasons

gyakorisági képét a nagy kőzettömegekre kiterjedő metasomatikus (prealpi) csúcsok jellemzik, az alpi gyakoriságok kevésbé jellegzetesek.

A korrelációs diagramokon (22. ábra, a-d) a korhisztogram gyakorisági csúcsai olyan pontsorokat alkotnak, amelyekhez illeszthető regressziós egyenesek (izokronok)

meredeksége (M) jelöli ki a dúsulási fázisokhoz tartozó korokat.

A Th- ^{208}Pb diagramon az y tengely mentén megjelenő, kiugró (2-5 g/t) ^{208}Pb értékek nem Th-függők: szelektív elem (izotóp) migrációból adódnak. A (775)-735 millió év időtengelyhez lazán illeszkedő ponthalmaz a gránitosodás

előtti üledékösszetétel Th-tartalmának (allotigén Th-tartalmú ásványok) prekambriumi forrására utalhat. Kisebb mértékben a gránitosodás korai szakaszához (370 millió év), de főképpen a metasomatikus ásványosodás valamely fázisához (197 millió év) köthető a Th további (40–60 g/t-ás szintre) dúsulása (22. ábra, a).

Az U–²⁰⁶Pb korrelációs diagramon (22. ábra, b) is észlelhető a 10 g/t-nál kisebb urántartalmakhoz tartozó, U-független, kiugró (0,5–4,7 g/t) ²⁰⁶Pb, de — a Th-tól eltérően — hiányzik a 700 millió évnél idősebb U-forrásra utaló izokron; az U–²⁰⁶Pb függés legkorábban a gránitosodás folyamatában észlelhető (318 millió év). Az U-dúsulás progressziója a korai (pre-)alpi metasomatózishoz (195–151 millió év) kapcsolható. A 30–50 g/t-ás dúsulást elérő ércindikációk pedig kifejezetten a fiatalabb alpi (új-kimériai és szubhercini) fázisokban jelennek meg, amely fázisokhoz tartozó átlagos dúsulási kor 129,5 millió év, de 91–87 millió éves dúsulási epizódok is lehetségesek.

A radiogén ólomtartalmak¹ U-függősége alapján az anomáliák és ércesedések átlagos regressziós izokronja 128, ill. 125,7 millió év (22. ábra, c, d), ami egybevág a 22. ábra b részének 129,5 millió éves izokronjával. A fiatal alpi idő-sávba esik a mikrotelérés ércminta (Iz–85/1; IV. táblázat) egyedi kora is (136–137 millió év). A két, csekély radiogén ²⁰⁶Pb tartalmú (a diagramokon az x tengely mentén elhelyezkedő) ércindikáció (79 és 147 g/t U) 5 és 11 millió éves látszólagos kora (IV. táblázat) fiatal felhalmozódás, illetve szelektív ólomvesztés példája. A ²⁰⁷Pb/²³⁵U–²⁰⁶Pb/²³⁸U „konkordia” diagramon (22. ábra, e) az izokronok metszéspontjai a konkordia időgörbével az anomális és az ércindikáció szintű dúsulások időbeli eltolódását (270 és 84 millió év) igazolja.

Kőzetfejlődés és ércgenetikai következtetések

A granitoidkomplexum metamorf története összetett és a szakirodalomban az események kora is vitatott. A metamorfotok eredeti üledékes kőzetei nagyvastagságú törmelékes és agyagos üledékek voltak, amelyekbe bázisos, neutrális és savanyú effuzívumok települtek (JANTSKY 1975). Az üledékek korát pekambriuminak tartották. Ezt az összetételt érte még a prekambriumban egy amfibolit fációs regionális, majd ultrametamorfózis, migmatitos gránitosodás. Hasonló, de több kérdésben árnyaltabb SZEDERKÉNYI (1998) álláspontja. A metamorfózisnak a prekambriumban kezdődő (≈1150 millió év) többlépcsős voltát a radiometrikus korvizsgálat (Rb-Sr korok) is bizonyítja (KOVÁCH et al. 1968, KOVÁCS 1973), amely folyamat kiújulva kiegészült a ≈430 millió éves kaledóniai(?), majd variszkuszi átalakulási eseménysorral, amelyen belül a breton fázisban kőzet- és telérképződés is végbement (350

millió év). A K–Ar kor (350–330 millió év) indikátorai (BALOGH et al. 1985) a biotit képződése és utolsó átkristályosodása (270–280 millió év). Az utóbbi már retrográd metamorfózis.

BUDA (1987) a granitoid kőzetek átalakulásainak és az U dúsulásának folyamatában három fázist határozott meg:

1. Nagyobb hőmérsékletű K-metasomatózis: mirmekitesedés, a plagioklász mikroklinesedés, mikroklin érkitöltés, amfibol részleges biotitosodása.

2. Kisebb hőmérsékletű átalakulások: a biotit kloritosodása (részlegesen baueritesedés), az amfibol szétesése klorit–kalcithalmazzá. Gyakori a plagioklász szericitesedés; a bázisosabb plagioklászoknál kalcit mellett zoisit is megjelenik. A titanit gyakran leukoxénesedett és U-tartalmú TiO₂, kalcit–dolomit–agyagásványhalmazok képződtek.

3. Deszcendens(?) oldatokból kivált ásványok: pirit és coffinit dolomittal és leukoxén coffinittel, vagy U-titanáttal. Gyakoriak a repedéskitöltő karbonátok (kalcit, dolomit, sziderit?) és a kvarc.

Feltételezi, hogy a tektonizált, milonitos granitoidokban az U dúsulása (max: 40–50 g/t) másodlagos, a kőzetet átító deszcendens oldatokból redukív közegben (pirit) kivált coffinithez, vagy esetleg U-titanáthoz köthető.

Véleményünk szerint deszcendens dúsuláshoz U-forrásként egyrészt az egykori gránit tönkfelszín felső kilúgozó 10–20 m-es oxidációs öve (U<5 g/t), másrészt a rátelepülő Korpádi Formáció ércindikációiból (a 9016. sz. fúrásban 175–225 g/t U!) származó beszűremkedés jöhet szóba (az üde gránit határán észlelhető anomália), azonban ezekből nem vezethetők le a gránittömeg mélységi ércindikációi. Viszont, mivel az 1. és 2. kőzetátalakulási fázis RFF- és Th-tartalmú akcesszorikus ásványai (cirkon, apatit, monacit, titanit-leukoxén) jelentős mértékben tartalmaznak uránt is, a 3. fázisban az U-áthalmozódás, -dúsulás jelentős forrásai lehetnek.

A kelet-mecseki gránitok elektronmikroszkopos és optikai vizsgálata alapján (GÁL-SÓLYMOS & PUSKÁS 1994, PUSKÁS et al. 1994, 1995) kulcsfontosságú, korai kiválású, elsődleges RFF- és radioaktív elemhordozónak bizonyult az allanit is, amely a granitoid kőzetet ért hidrotermás (esetleg K-metasomatikus) fluorid- és karbonáttartalmú fluidumok hatására részben elbomlott, Th-tartalma másodlagos törítként helyben maradt. Részben hasonlóképpen viselkedtek a RFF-ek is: egy részük fluorkarbonáttként megjelent a kőzetek repedéseiben. Az allanit lebontása U-tartalmának teljes felszabadulásával járt. (Az allanit másodlagos kiválásai már U- és Th-mentesek.) Mindebből arra következtethetünk, hogy a vázolt folyamat — az U-tartalom grániton belüli lokalizációjának átrendeződésével — a telérés-eres U-ásványosodás jelentős forrása lehet. Az ásványosodás mértékét és kiterjedését nem ismerjük (nincs megkutatva). Az U-oxid (szurokérc) – coffinit – pirit – kalcit ásványtársulás erősen redukív (U⁴⁺-túlsúly), kénhidrogénes közegben végbement (epitelemás) képződést jelez, ami aszcendens — U-többletet hozó — hidrotermás hatásra utal.

A nagyobb hőmérsékletű első átalakulási fázis még a gránitosodás folyamatához tartozhat (330 millió éves t₂₀₆

¹A kutatási gyakorlatban az ércindikációkat és U-anomáliákat minősítő „valódi” radiogén ólomot a mintában elemzett ²⁰⁶Pb at% és a háttér ²⁰⁶Pb at% különbségeként kapjuk (Δ²⁰⁶PbI), vagy pedig a mintában elemzett ²⁰⁶Pb at%-ból kivonjuk a ²⁰⁷Pb at% és a ²⁰⁶Pb/²⁰⁷Pb háttérhányados szorzatát (Δ²⁰⁶PbII); majd az összólomtartalom ismeretében g/t-ra számoljuk.

izokron), a kisebb hőmérsékletű második fázis a riolitos (kvarcporfír) vulkánossággal összefüggő aktivizálódás lehet (270–250 millió év). Nem zárható ki, hogy a pegmatoid közzettelér képződéshez szintén ismeretlen mértékű pegmatitos Ti-dús U-ásványosodás is társult. A telérés-eres U-ásványosodás (3. fázis) pedig alpi (129 millió éves izokron) korával a pegmatoid ásványosodás késői hidrotermás megújulása lehet.

Bizonyos, hogy az utóbbi nem lehet a Kővágószőlősi Formáció U-érctelepének U-forrása — egybevágó ólomizotóp koraik miatt — viszont allotigén branneritként U-forrás lehet az U–Ti-oxidos (pegmatoid) ásványosodás

prealpi fázisa. Szálbanálló kvarcporfírban U-ércesedésre nincs adatunk.

A Kővágószőlősi Formáció éctelepének reduktív közegében pl. a vörös felzittörmelék helyben U-ásványosodott — esetenként törmelékes U-oxid ásvány benyomását keltő mértékben (VINCZE & FAZEKAS 1979).

A granitoid terület rétegtani–szerkezeti felépítését feltáró mélyfúrások egyikével csak véletlenszerűen harántolt mikrotelérés ércesedés elterjedtségének tisztázásához — amennyiben a jövőben erre igény lesz — a telérés telepszerkezeti viszonyokhoz igazodó célkutatás szükséges.

Irodalom — References

- ALFÖLDI L. 1958: Jelentés a mecseki permii összlet mélyfúrásokkal harántolt rétegcsoportjainak részletes anyagvizsgálatáról. — *Kézirat*, MÉV Adattár, 90 p.
- BALOGH K., ÁRVÁNE SÓS E. & PÉCSKAY Z. 1985: A K/Ar módszer hazai alkalmazásának eredményei — Ásványtan-geokémiai szemelvények. — *A MFT Kiadványa*, Budapest, 59–67.
- BARABÁS A. & KISS J. 1958: La genèse et la caractere pétrographique sédimentaire de l'enrichissement de minerai d' uranium dans la Montagne Mecsek. — *Actes de la deux. Conf. Int. a. Nations Un. Genève*, 15 p.
- BARABÁS A. & VIRÁGH K. 1964: Üledékes uránércképződés folyamata a mecseki lelőhely példáján. — *Kézirat*, MÉV Adattár, 10 p.
- BARABÁS A. & VIRÁGH K. 1966: Mechanizmus obrazovania ossadochnih uranovih rud na primere Mecsekskovo messtorozhdenia (Vengria) — *Litologia i pol. Iskopaemie* **2**, 143–145.
- BUDA Gy. 1984: Jelentés a Ny-mecseki granitoidok ásvány-kőzettani vizsgálatáról. ELTE Ásványtani Tanszék. Jelentése a MÉV részére. — *Kézirat*, MÉV Adattár, 33–260.
- BUDA Gy. 1987: Variszkuszi kori kollíziós granitoidok képződése Magyarországon a Nyugati-Kárpátok és a Központi Cseh-masszívum granitoidjainak példáján — *Kézirat*, Kandidátusi értekezés, Budapest, 148 p.
- DEDITIUS, A. P., UTSUNOMIYA, S. & EWING, R. C. 2008: The chemical stability of coffinite, $USiO_4 \cdot nH_2O$; $0 < n < 2$, associated with organic matter: A case study from Grants uranium region, New Mexico, USA. — *Chemical Geology* **251/1–4**, 33–49.
- FAZEKAS V. 1978: A magyarországi felső-paleozoos vulkanitok ásvány-kőzettani, kémiai, valamint sugárzóanyag tartalmának vizsgálata (T-034 kutatási téma). — *Kézirat*, Kutatási jelentés, MÉV Adattár, 303 p.
- FAZEKAS V. & VINCZE J. 1982–1985: A távlati földtani kutatás mintáinak komplex anyagvizsgálata (T-2 kutatási téma) — A műszaki-fejlesztési-kutatási és kísérleti témák éves zárójelentései. — *A MÉV Kutató-Fejlesztő Üzeme évkönyvei*, II. kötet, 1982: 247–251, 1983: 319–325, 1984: 298–302, 1985: 253–256. *Kézirat*, MÉV Adattár.
- GÁL-SÓLYMOS K. & PUSKÁS Z. 1994: Mórági granitoidok RFF-tartalmú és egyéb járulékos ásványainak elektron-mikroszkopos vizsgálata (IV). — *Kézirat*, Kutatási jelentés, ELTE Kőzettan-Geokémiai Tanszék, 30 p.
- GÁL-SÓLYMOS, K., KUBOVICS, I., PUSKÁS, Z. & VINCZE, J. 1993: Role of Ti-minerals in the South Mecsek U-deposit. — *Terra Nova* **5/1**, Abstract supplement, 437 p.
- GÁL-SÓLYMOS K., PUSKÁS Z., KUBOVICS I. & VINCZE, J. 1994: Electron microprobe study of the mineral paragenesis in the Mecsek U-ore deposit. — *Acta Mineralogica–Petrographica, Szeged*, **35**, 13–31.
- HANSLEY, P. L. & FITZPATRICK, J. J. 1989: Compositional and crystallographic data on REE-bearing coffinite from the Grants uranium region, northwestern New Mexico. — *American Mineralogist* **74**, 263–270.
- HEMINGWAY, B. S. 1982: Thermodynamic properties of selected uranium compounds and aqueous species at 298.15 K and 1 bar and at higher temperatures. Preliminary models for the origin of coffinite deposits. — *U.S Geological Survey Open-File Report* **82-619**, 90 p.
- JANTSKY B. 1975: A Mecsek hegységi kristályos alaphegység földtana — *Kézirat*, MTA doktori értekezés, Budapest, 250 p.
- KISS J. 1961: A mecseki uránérc ásványos alkata és genezise — *Kandidátusi Értekezés*, Budapest
- KISS J. 1966: Constitution minéralogique, préprêtès et problèmes de genèse du gisement uranifère de la Montagne Mecsek I. — *Ann. Univ. Sci. Bud. de Rol. Eötv. Nom. Sec. Geol.* **9**, 139–188.
- KISS J. 1971: Constitution minéralogique, préprêtès et problèmes de genèse du gisement uranifère de la Montagne Mecsek II. — *Ann. Univ. Sci. Bud. de Rol. Eötv. Nom. Sec. Geol.* **14**, 220–240.
- KOVÁCH Á. 1973: A dunántúli perm kvarcporfírok geokronológiai vizsgálata a Rb-Sr módszerrel. — *Kézirat*, Kutatási jelentés, ATOMKI, Debrecen.
- KOVÁCH Á., BALOGH K. & SÁMSONI Z. 1968: Rubidium-stroncium adatok a Mecsek-hegység gránitjai korának kérdéséhez — *Földtani Közöny* **98/2**, 205–212.
- KÓSA L. 1982: A 9017. sz. mélyfúrás dokumentációs alapadatai és értékelésük. — *Kézirat*, MÉV Adattár, 250 p.

- MAJOROS Gy. 2000: Mórággyi komplexum. — In: KONRÁD Gy. (szerk.): Zárójelentés a magyarországi uránérc kutatásról és a Ny-mecseki uránérc bányászatról, I. kötet, 291–292.
- MAJOROS Gy. 2001: A Mecsek nyugati előterének mélyföldtani térképe (M = 1:100 000). — *Kézirat*, MÉV Adattár.
- MIN, M., FANG, C. & FAYEK, M. 2005: Petrography and genetic history of coffinite and uraninite from the Liueyiqi granite-hosted uranium deposit, SE China. — *Ore Geology Reviews* **26**, 187–197.
- PUSKÁS, Z., GÁL-SÓLYMOS, K. & BUDA Gy. 1994: Alteration of REE-bearing accessories in granitoids from the Mecsek Mts. — IMA 16th General Meetings abstracts, p. 341.
- PUSKÁS, Z., GÁL-SÓLYMOS, K. & BUDA, Gy. 1995: Accessories and their decomposition processes in granitoids from South Hungary — *Terra Nova* **7/1**, Abstract supplement, 340–341.
- RENÉ, M. 2008: Anomalous rare earth element, yttrium and zirconium mobility associated with uranium mineralization. — *Terra Nova* **20/1**, 52–58.
- SZEDERKÉNYI T. 1998: A DK-Dunántúl és az Alföld kristályos aljzatának rétegtana — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. — MOL Rt.–MÁFI kiadvány, 93–106.
- VINCZE J. 2000: Izotópgeokémiai uránérc kutatás. — In: KONRÁD Gy. (szerk.): Zárójelentés a magyarországi uránérc kutatásról és a Ny-mecseki uránérc bányászatról, I. kötet, 118–127.
- VINCZE J. & ELEK I. 1985–1989: Izotópgeokémiai érckutatás (T-10 kutatási téma). — A műszaki-fejlesztési-kutatási és kísérleti témák éves zárójelentései (a MÉV Kutató-Fejlesztő Üzeme évkönyvei, II. kötet. — *Kézirat*, MÉV Adattár, 1985: 257–260, 1986: 265–269, 1987: 294–302, 1988: 216–223, 1989: 161..
- VINCZE J. & FAZEKAS V. 1979: A mecseki uránérc ásványtani és paragenetikai kérdései. — *Földtani Közlöny* **109/2**, 161–198.
- WÉBER B. 1981: Javaslat a 9017. sz. fúrás lemélyítésére és egy sekélyfúrasi háló lefűrésára. — *Kézirat*, MÉV Adattár, 4 p.
- Kézirat beérkezett: 2010. 12. 11.