

A fertőrákosi kristályospala összetet urán–tórium–ritkaföldfém és szulfidos ásványosodásai

Uranium–thorium–rare earth mineralizations in the crystalline schist series, Fertőrákos, Sopron Mts, NW-Hungary

VINCZE János¹ – FAZEKAS Via² – KÓSA László³

(10 ábra, 12 tábla, 9 táblázat)

Tárgyszavak: diaforézis, metasomatózis, szulfid és U–Th–ritkaföldfém ásványosodás,
Keleti-Alpok, Soproni-hegység, Magyarország

Key words: diaphoresis, metasomatism, sulphide and U–Th–REE mineralizations,
Eastern Alps, Sopron Mts, Hungary

Summary

Completing the petrological-geological monograph of crystalline schists (KÓSA & FAZEKAS, 1981), the recent paper discusses the connected U (Th, REE) and sulphide ore indications.

The ore forming processes were determined by metamorphism, diaphoresis, Na–P metasomatism (albitization, apatite-lenses) along the Alpine tectonic belt. Minerals bearing U–Th–REE contents are fluorapatite, fine dispersed U(Ti)-oxides, titanates, uranates, zircon, coffinite, – the metaautunite and saléite? – belong to (sub)surface cementation zone.

The sulphide ore mineralizations (pyrite–gelpyrite–marcasite, pyrrhotite, arsenopyrite, chalcopyrite, „marmatite”, galena) appear in a few generations.

The U–Pb isotope ratios suggest a powerful U-loss, resulted in/by the final phases of diaphoresis.

Manuscript received: 3th February, 1997.

Összefoglalás

A fertőrákosi kristályos palák közettani–földtani leírását (KÓSA & FAZEKAS, 1981) követően dolgozatunkban azok U–Th–RF és szulfidos ércindikációit mutatjuk be. Az utóbbiak a kiterjedt retrográd metamorfózis: diaforézis, Na-, P-metasomatózis (apatitlencsék, albitosodás) folyamataihoz és fellazult tektonikai öveikhez kapcsolódnak.

Az U–Th és RF-ek közös hordozója a fluorapatit, – önálló ásványosodásként finomszemcsés U (Ti)-oxidok, titanátok(?), uránátok, coffinit(?), cirkon (malakon, cirtolit(?), az U-dús felszíni ércben metaautunit, saléit(?).

A többgenerációs szulfidásványosodás fő ásványai: pirit–gélpirit–markazit, pirrotin, arsenopirit, kalkopirit, Fe-szfalerit (marmatit), galenit.

Az U-ércesedés ólomizotóp összetétele a diaforézis utolsó fázisaiban végbement jelentős U-vesztésre utal.

¹ 7624 Pécs, Szigeti út 8/A

² 7633 Pécs, Esztergár L.u. 1/A

Kutatástörténeti áttekintés

A Mecseki Ércbányászati Vállalat ércutatásai 1969-ben Fertőrákos község határában – KÓSA L. irányításával – kutatóárokban „uráncsillámos”, kloritosodott apatitos csillámpalát tártak fel. Települése kutatóaknában és mélyfúrásokban is követhető volt. Az osztrák oldalon a palaösszlet meggyesi (mörbisch) folytatásában is jelzik az uránérc indikációkat (PETRASCHEK, 1977). A palaösszlet különböző szintjeiben a mélyfúrások szulfidos–arzenides ércásvány indikációkat is harátoáltak (FAZEKAS, KÓSA & VINCZE 1972, KÓSA, MAJOROS 1973).

A fertőrákosi kristályospala sziget felépítő metamorf képződmények települését, ásvány-kőzetanalízisét – utalással az U–Th–RF és szulfidos ércesedésekre – valamint a kőzetátalakulások folyamatait kéziratot kutatási jelentések (FAZEKAS 1975, 1976, FAZEKAS, VINCZE & KÓSA 1976), doktori értekezés (KÓSA 1976) és monográfia jellegű cikk (KÓSA, FAZEKAS 1981) tárgyalja részletesen. Az ércindikációk ásványosodásait tömören KOCH S.: „Magyarország ásványai” 2. kiadásában (1985) VINCZE J. és FAZEKAS V. ismertette. Mindezen adatok helyet kaptak FÜLÖP J.: „Magyarország geológiája, Paleozoikum I” könyvében (1990) is.

Dolgozatunk az ércesedések ásványtani-geokémiai vizsgálatának eredményeit adja közre, kiegészítve a SZU Tud. Akad. 2. sz. Intézetében kapott anyagvizsgálati adatokkal (1972). A kőzet- és ércmikroszkópi vizsgálatainkat (MÉV Ásvány-kőzettani Labor) 16 DT-elemzés (SELMECZI B. 1969–1972), 20 Rtg-diffraktométeres felvétel (FÉMKUT, 1971), 24 Rtg-diffraktométeres vizsgálat (KISHÁZI P. 1971–1973, BKI Petrográfiai osztálya), valamint nagyszámú radiometriai, vegyi és optikai színképelemzési adat (MÉV Radiometriai- és Kémiai Analitikai Laboratóriumok) feldolgozása teszi teljesebbé. Az autoradiográfiák és fényképek FÜZY T. közreműködésével készültek.

Külön fejezetben tárgyaljuk az ólomizotóp elemzéseket és azok ércutatási értékelésének eredményeit.

Földtani-kőzettani felépítés és az ércindikációk megjelenése

A fertőrákosi kristályos palaszigetet amfibolitok, amfibolpalák, földpátos csillámpalák és fillites csillámpalák alkotják. Elsődlegesen egységes felépítésű üledékes–vulkáni sorozat lehetett. Valamennyi képződmény gránáttartalmú. (KÓSA 1976, KÓSA & FAZEKAS 1981). Az összlet kőszenes–grafitos pala közbetelepüléseket, pegmatoid testeket, albit–mikroklín gneiszpadokat, márvány- és kvarclencsüket is tartalmaz.

KÓSA L. (1976) a fertőrákosi kristályos palaösszletben három formációt különít el: 1. a fertőrákosi amfibolitos formációt, 2. a gödölyebérci csillámpala formációt, 3. az újhegyi fillites csillámpala formációt. FÜLÖP J. (1990) az összletet két formációra bontja: 1. Fertőrákosi Amfibolitpala Formációra, 2. Fertőrákosi Csillámpala Formációra és a 2–3 formációkat az utóbbi tagozatainak tekinti.

Az amfibolitokat, amfibolpalákat és biotitpalákat a kétsillámú palák és muszkovitpalák fokozatosan váltják föl; az utóbbiakban pedig – a szelvényben

fölfelé haladva – a finomabbszemű változatok válnak uralkodóvá. Az ércindikációkat a gödölyebérci csillámpala tagozat hordozza, de a több szintben megjelenő szulfidércesedés és a P–U–Th–RF dúsulások térbelileg elkülönülnek. A tagozaton belül a földpátos csillámpalákban U–Th–RF ércesedés és szulfidosodás egyaránt megtalálható, míg az amfibolitokban, amfibolpalákban szulfidosodás ill. annak meghatározott fázisa jellemző. Az U–Th–RF ércindikációk 90%-a a csillámpalákban, a maradék pedig az amfibolit-, amfibolpalákban a csillámpalákkal érintkező övezetében található. A földpátos csillámpalákon belül leggyakoribb a földpátdús sávok pegmatoidok, kvarclencsék érintkezéseinek megjelenés, de az erősen kloritos, kőzettanilag összetett ércetekben a primer kőzet sem makroszkóposan, sem mikroszkóposan nem ismerhető fel.

A metamorf fáciesek elhatárolásához DOBRECÓV et al. (1972) rendszerezését alkalmaztuk, amely közel áll a nálunk jobban ismert FRITSCH, MEIXNER és WIESENEDER (1962, 1967) által javasolt rendszerezéshez. E szerint a metapelitek és metabázitok kritikus ásványegységei (mikroklín-albit, hornblende, almandin, klinozoit?) alapján a progresszív regionális metamorfózis elérte az epidot-amfibolit fácies felső-, az amfibolit fácies alsó övét.

Kutatásaink korai szakaszában – felfigyelvén a gneiszek és a földpátos csillámpalák nagy Na-tartalmára – felvetődött a Na-behozatal lehetősége, külső forrásból. Jelenlegi ismereteink szerint valószínűbb, hogy már a protolit (az említett üledékes-vulkáni sorozat) nagy Na-tartalmú volt. A Na a progresszív regionális metamorfózis során a plagioklászokban és az amfibolokban kötődött meg, majd a retrográd metamorfózis folyamataiban mobilizálódott.

Az alpi orogenezis során több lépcsős, különböző mértékű retrográd metamorfózis (diaforézis) érte a kristályos palaösszetletet, amely széleskörű elemobilizálódást (Fe, Cu, Pb, Zn, Ni, As, Ti, P, kisebb mértékben Mo, Sb, Co, Th, U, RF) és több lépcsős új ásványosodást, valamint ércesedést eredményezett (FAZEKAS & VINCZE 1976): a palás kőzetekben inkább a paláság mentén fellazult zónákban, a tömör kőzetekben a repedéshálózat mentén. A kritikus ásványok (albit, biotit, klinozoit, aktinolit) alapján a diaforézis a szelvény alsó részén – a zöldpala fácies felső övéhez tartozóan – a biotit alfácieshez illeszkedik, a szelvény felső részén (a fillites csillámpalákban) csekélyebb intenzitású volt (muskovit–klorit alfácies). Legelterjedtebb az általános kloritosodás, szericitedés, szórványosan turmalinosodás, piritesedés. Szűkebb zónákban – leggyakrabban a közethatárokon – tektonitok, kataklázitok, milonitok keletkeztek, új ásványosodással (aktinolit, klinozoit, szfén rutil, másodlagos kvarc, több generációs víztiszta albit és másodlagos biotit), néhol másodlagos palásággal. A Na-készlet mobilizálódása újabb albitosodást eredményezett. A kőzetalkotó ásványokon jól megfigyelhetők az oldás és továbbnövekedés bélyegei, valamint nyomás hatására létrejött szerkezetek. Ezekhez a zónákhoz kapcsolódnak az ércindikációk is.

A metasomatózis ásványtani-kémiai jellege (l. az *I. táblázatban*) a MÉV elemzéseit), a kőzetek jelenlegi szöveti képe arról tanúskodik, hogy a folyamatok hidrotermális-metaszomatikusak voltak.

A fertőrákosi U-ércminták vegyelemzése (s. %)
 Chemical analyses of U-ores from Fertőrákos (w. %)

I. táblázat – Table I

	X-19- *4749	*4751	*4788	FR- **19/20	FR- **101x	XL-19 **50	X-19 **1213
SiO ₂	14,73	48,4	31,48	15,10	51,30	13,10	30,20
Al ₂ O ₃	10,06	15,20	9,30	10,90	10,7	12,20	17,90
CaO	28,24	14,0	23,20	24,90	5,90	25,20	6,00
MgO	8,60	0,92	4,53	10,70	6,30	6,80	14,10
Na ₂ O	0,04	7,3	0,86	<0,1	4,00	0,10	0,25
K ₂ O	0,01	1,34	1,12	<0,1	0,83	0,10	0,45
Rb ₂ O	<0,001	0,03	0,006				
Cs ₂ O	0,005	0,001	0,007				
Li ₂ O ₅	0,02	-	0,01				
Fe ₂ O ₃	3,66	0,58	3,69	5,18	2,00	6,00	4,00
FeO	3,95	0,50	3,12	3,50	4,60	4,20	7,60
MnO	0,04	0,18	0,18	0,09	0,20	-	0,10
TiO ₂	1,13	0,15	1,15	0,02	1,20	1,80	1,20
P ₂ O ₅	20,86	5,48	13,20	20,10	2,30	24,20	4,60
CO ₂				<0,05	6,60	0,20	0,39
Izz. v.	6,45	5,95	7,52	5,10			
ΣS	<0,1	0,11	0,1				
-H ₂ O	0,31	<0,1	0,30	0,82	2,90	4,47	8,41
ΣC	<0,1	1,50	1,27				
C _{org}	-	<0,1	0,1				
F				0,55		0,90	
Cl				0,1			
SRF	0,009	0,027	0,002	0,040	0,008	0,063	0,014
U	0,345	0,075	0,034	0,044	0,007	0,201	0,08
ThO ₂	0,027	0,002	0,036	n. 0,001			
U ⁴⁺ rel%							64,0
	98,20	100,24	99,77	96,66	98,83	98,37	95,2

* SZU Tud. Akad. 2. Intézet elemzése – Analysed by 2nd Institute of SSSR Sci. Acad.

** MÉV Kémiai Analitikai Labor elemzése – Analysed by Chem. Anal. Lab., Mecsek Ore Mining Ent.

Az ércetek közetszöveti és tektonikai bélyegei

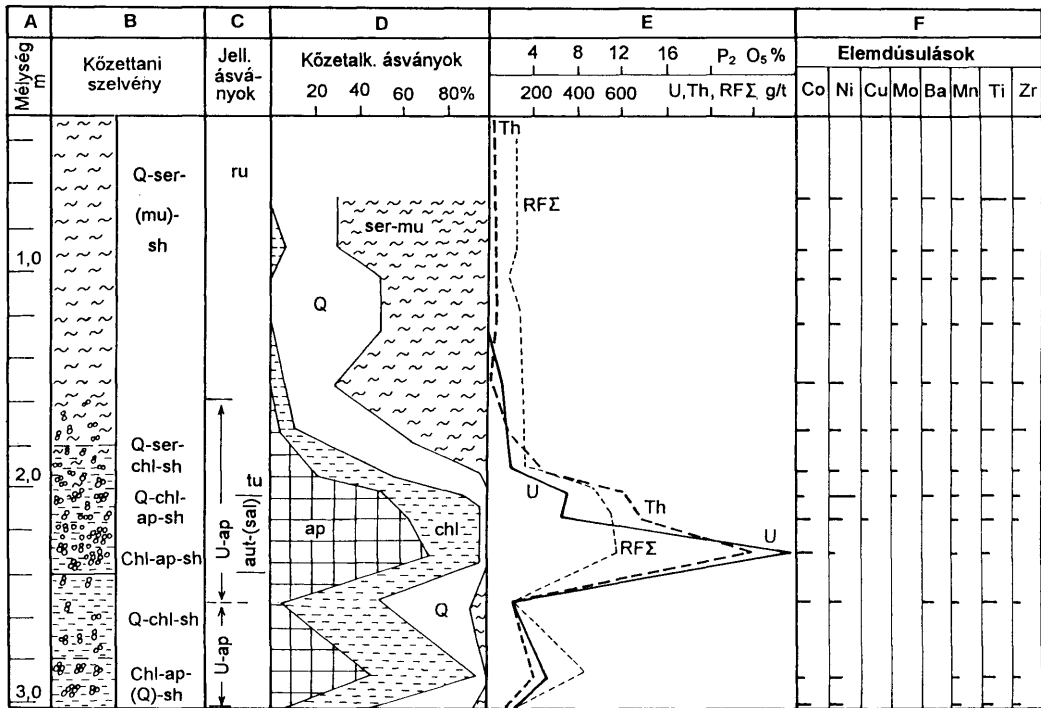
Az ércközetek makroszkóposan palásak, elmosódottan palásak, vagy tömörek. Színük szürke, zöldesszürke, sötétszürke-fekete. Mikroszkóposan: magas fokon diaforitosodott, tektonikusan-metaszomatikusan erősen átalakult kőzetekben nagyon változékony, milonitos, kataklázos, blasztokataklázos, metaszomatikus szövetegyüttesek. Az ércesedés „cement” jellegű és/vagy eres, ill. hintett. A fiatal metaszomatikus albitit breccsáit az U-tartalmú apatit cementálja, tehát fiatalabb a legfiatalabb albitnál is. A szulfidércesedés mindig valamilyen formában (breccsásodás, kataklázis, telérképződés, milonitosodás, leggyakrabban pedig blasztokataklázis) megnyilvánuló tektonikai övekhez fűződik.

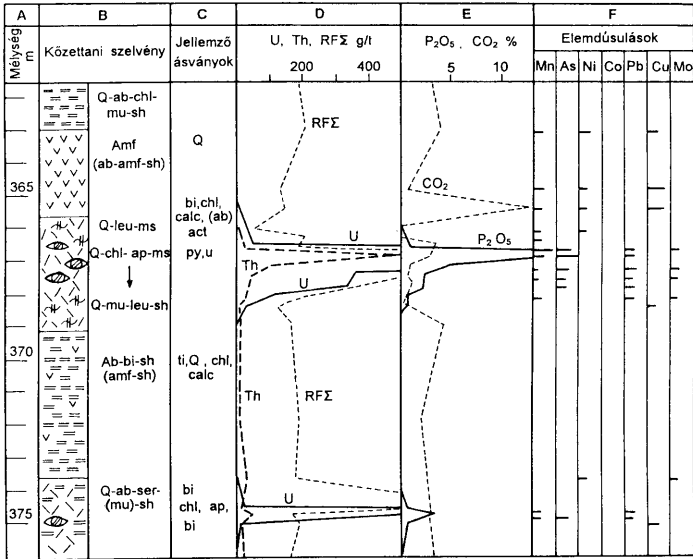
A primer kőzet fajtájától, a diaforézis intenzitásától és az uralkodó ásványosodástól függően elkülönülő U–Th–RF ércszöveti változatok folyamatsort alkotnak:

- A diaforit még sok reliktum-zárványt tartalmaz; szövege azonos a primer kőzetével, amit az ércásványok elrendeződése is követ: pl. a palásság mentén sorakozó apatit, vagy szulfidásvány szemcsék. Jellemző a kloritosodás.
- A diaforit szövege örökölte a primer kőzetét, de szín, ill. szemcseméret váltás figyelhető meg: pl. csillámpala helyett kloritpala található. Megjelennek a blasztokataklázos-metaszomatikus szövetek és a szabálytalan alakzatú ércásvány dúsulások. A klorit-szericit mellett feltűnik a metaszomatikus albit is (1–2. ábrák).
- A diaforit palássága (ha volt) elmosódott, vagy eltűnik. A szövet blasztokataklázos-metaszomatikus. Reliktum ásvány csak roncsként, a primer kőzet már nem ismerhető fel; az ércásványok eloszlása szabálytalan: foltok, sávok, erecskék. Erőteljes az albitosodás, kovásodás, ritkábban karbonátosodás.
- A albititek, pegmatoidok, kvarclencsék kataklázosak, breccsásodtak. Az ércesedés „cementet” és erecskéket alkot. A fiatal metaszomatikus albitit-breccsát még fiatalabb képződményként U-tartalmú apatit cementálja (3. ábra).
- Ha az új ásványosodás (ércesedés) erős irányított nyomás alatt történik, a nyomásra merőleges álpalásság (másodlagos palásság) keletkezik (a primer kőzet esetleg nem is volt palás, pl. pegmatoid).
- Az ércesedés utáni tektonikai hatások morzsalékos, zúzott öveket eredményeznek, enyhén kloritos kalcit cementálással.

Az U–Th–RF ércesedések kísérő ásványai és kapcsolatuk a szulfidos ércesedéssel

Az ásványosodási sorrendek mereven nem választhatók szét. A kloritok, másodlagos kvarc, albit, csillámok, karbonát ásványok és szulfidok képződése sokfázisos volt. A klorit \rightleftharpoons biotit átalakulás többszörösen végbemehetett. A gyakorinak tűnő együttesek:



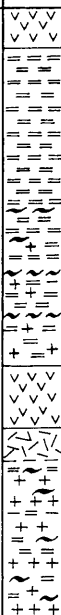


2. ábra. A Fertőrákos-1013. mélyfúrás 361,5m-376m közti szakaszának anyagvizsgálati szelvényvázlata. Jelmelegyarázat: l. az 1. ábrát

Fig. 2. Profile with analytical results of the borehole Nb.FR-1013., 361,5-376 m. Legend: See fig. 1. Difference: D-U, Th and REE contents, E-P₂O₅, CO₂ contents

←1. ábra. A Fertőrákos 11. kutatóárok anyagvizsgálati szelvényvázlata. Jelmelegyarázat: Ab - albitit; albit; act - aktinolit; Amf, amf - amfibolit, amfibol; ap - apatit; aspy - arsenopirit; aut - metaautunit; sal - saléit; bi - biotit; Br - breccsa; calc - kalcit; chl - klorit; chpy - kalkopirit; clz - klinozoizit; Gn - gneisz; graph - grafit; Hbdr - hibrid kőzet; leu - leuchtenbergit; micr - mikroklin; Ms, ms - metasomatit; Mu, mu - muszkovit; pirh - pirrotin; py - pirit; Q - kvarc; RF - ritkaföldfémek; ru - rutil; Ser - szericit; sh - pala; sph - szfalerit; ti - titanit; tr to Gn - átmenet gneiszbe; tu - turmalin; U - U-ásványok

Fig. 1. Profile with analytical results of the trench Nb. FR-11. Legend: A - Depth (m), B - Petrographic profile, C - Characteristic minerals, D - Rock-forming minerals, E - U, Th and rare earth contents, F - Significant spectra. Ab, ab - Albitite, albite; act - actinolite; Amf, amf - Amphibolite, amphibols; ap - apatite; aspy - arsenopyrite; aut - metaautunitite; sal - saléite; bi - biotite; Br - Breccia; calc - calcite; Chl, chl - chlorite; chpy - chalcopyrite; clz - clinozoizite; Gn - gneiss; graph - graphite; Hbdr - Hybrid rocks; leu - leuchtenbergite; micr - microcline; Ms, ms - Metasomatite; Mu, mu - Muscovite; pirh - pyrrhotite; py - pyrite; Q - Quartz; RF - Rare Earth; ru - rutile; ser - sericite; sh - schist; sph - sphalerite; ti - titanite; tr to Gn - transition to Gneiss; tu - turmaline; U - uranium minerals

Mélység m	B	C	D	E									
				Elemdúsulások									
	Kőzettani szelvény	Jeil. ásványok	Érc- ásványok	Ag	Co	Ni	Cu	Pb	Zn	Mo	Ba	As	Mn
440	 Amf Q-ab-mu- -bi-sh ↓ Hbdr (tr Ot _o Gn) Amf Ms-Br Q-ab-mu- -chl-graph- sh, Gn	garn, chl, clz, calc	py (chpy, pirh)										
450		micr, graph, calc											
460		chl, chl, calc	py, chpy, sph, (pirh)										
		micr	py, aspy, (chpy, pirh)										

3. ábra. A Fertőrákos 1004. mélyfúrás 437m-466m közti szakaszának anyagvizsgálati szelvényvázlata. Jelmagyarázat: 1. az 1. ábrát

Fig. 3. Profile with analytical results of the borehole Nb. FR1004.; 437m-466m. Legend: See fig. 1. Difference: D - Ore minerals

- Ércesedés előttiak: klorit, albit II-III (idős albit), kvarc II, aktinolit(?), klinozoit(?).
- Az ércesedéssel egyidejű, ill. ahhoz kapcsolódók: klorit(?), másodlagos biotit és muszkovit, késői szfén, szulfidok, aktinolit, klinozoit(?), dolomit-kalcit(?).
- Ércesedés utániak: albit IV (fiatal albit), klorit, kalcit II és szulfidok.

A kloritok (DT, Rtg-elemzések szerint): pennin, proklorit, klinoklór, thuringit. A magasabb fokon diafторitosodott övekben leuchtenbergit is megjelenik. Az ércekből a pennin és proklorit, környezetében pedig a klinoklór–leuchtenbergit típusú kloritok gyakoribbak. (Az utóbbi Mg-gazdag, Fe-szegény képződési fázis). FAZEKAS V. (1981) azon megfigyelése, hogy a leuchtenbergit típusú, színtelen, vasszegény kloritok megjelenése nem csak a tektonikus kőzetérintkezéseken (pl. gneisz-csillámpala, márvány-csillámpala), hanem az ércesedett övekben is önállóan, vagy muszkovittal társulva (leukofililit) – egyértelműen diafторitos eredetükre utal; – lényeges hozzájárulás a Soproni-hegység leukofililitjeinek keletkezéséről régóta folytatódó vitákban.

A szulfidok biztosan több generációsak az U–Th–RF ércekből abban az esetben, ha arzenopirit is jelen van, mivel az utóbbi a hidrotermális folyamatok korai, magasabb hőmérsékletű fázisaihoz tartozik. Az U–Th–RF érceket a szulfidos ásványok közül pirit, \pm arzenopirit, pirrotin, markazit, kalkopirit kíséri (8. ábra).

A rutil, arzenopirit és a metasomatikus albit kapcsolata az ércesedéssel részlegesen és közvetetten bizonyítható. A rutil nem ritka lebontott biotitban, rendszerint apró tűk, gyakran szagenit rácsozóással. Az U–Th–RF ércekből és közvetlen környezetükben a rutil feltűnő, késői feldúsulásait találjuk. A szfén viszont nem csak az ércekre jellemző. Az apatit kőzetalkotó feldúsulásához kapcsolódó urán és az elsődleges uránásványok (így az U–Ti-ásványok is) térbelileg kissé elkülönülnek: az apatit kizorítja a többi ásványt. Ily módon a Ti–U korreláció nagyon laza, a Ti–P₂O₅ korreláció pedig negatív. Az U–Th–RF ércek túlnyomó része As-tartalmú. A nyomokban megjelenő arzenopirit az ércesedés közelében feltűnően arzenopirités „ércesedésbe” megy át. Bár az U–Th–RF ércesedést metasomatikus albitosodás előzte meg, azonban a Na-metaszomatózis kapcsolata az ércesedéssel csak közvetett, – éppen az albitosodás több generációs volta miatt. Ugyanis, nem a Na-behozatal révén végbement metaszomatózis, hanem a kőzetben már meglévő savanyú plagioklász átkristályosodása előzte meg közvetlenül az U-ércesedést; viszont: átkristályosodott metasomatikus albit csak az érceben van!

A 2–4 generációs albitképződés vegyes „high” és „low” albit kevert Rtg-diffrakciós képében is összegződik. A diffrakciós csúcsok (Å): 6,37, 4,05, 4,04, 4,02, 3,78, 3,75, 3,22, 3,19). Az U-anomáliák 3/4-része az albitosodott zónákhoz tartozik ugyan, de az U átlagos koncentrációja viszonylag alacsony (200 g/t). A dússág szintje abban az esetben növekszik ércminőséggé (~900 g/t-ig), ha a kőzet kloritosodott és/vagy apatitosodott is. Feltételezhető az albitos és a kloritos zónák közti Na \rightleftharpoons Mg csere is.

WEIDINGER I. (1975) statisztikai összehasonlítást végzett 13 elemtartalom (U, Th, P₂O₅, Ti, Cu, Mn, Pb, Na₂O, CO₂, K₂O, Zr, V, Σ RF) normál-, és ú.n., „komponens analízissel” számított kölcsönös korrelációi között. Míg normál esetben az U–Th–RF–P₂O₅, valamint a K₂O–Zr kapcsolatok mutatták a legjobb korrelációt, komponens analízissel a Zr-nak és Na₂O-nak az U, Th, P₂O₅, K₂O, Ti, és Σ RF korrelációi bizonyultak a legjobbnak. Az utóbbit az elemobilizációs összefüggések szemszögéből vizsgálva a Na-metaszomatózis tűnik fő tényező-

nek. Összességében azt mondhatjuk, hogy a Na–U korrelációs kapcsolat áttételesen érvényesül: a metasztatikus albitosodás közvetlen kapcsolódása az U-ércesedéshez szöveti jellegű és az ércesedés szöveti kapcsolódása az albitosodáshoz – az egyébként U-mentes – szulfidércsekben is megjelenik!

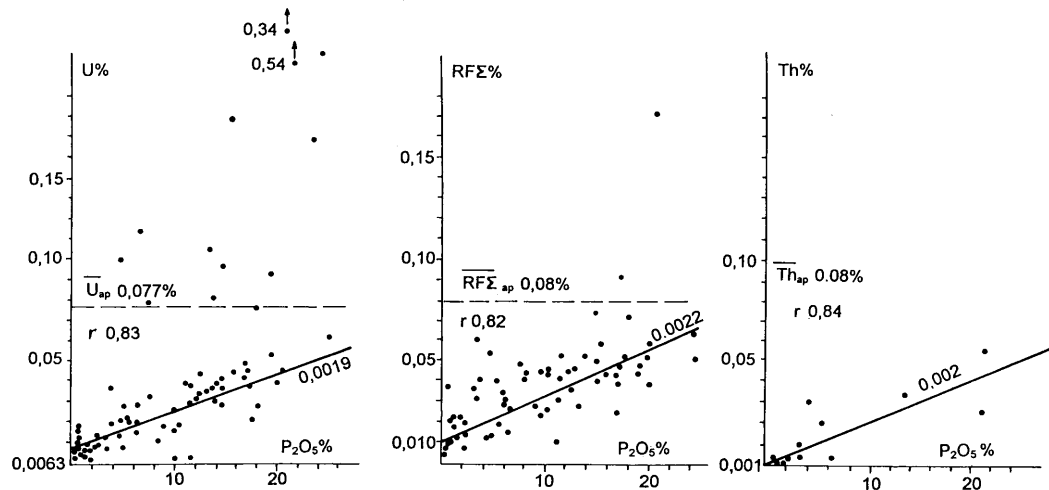
Az érc karbonáttartalma alacsony (<1% CO₂), ásványtanilag dolomit (DT alapján). A kiugróan nagy karbonáttartalmak (max. 12% CO₂) ércesedés utáni kalcitok, többnyire erekben.

Az U-ércminták néhány jellegzetes közettípusának vegyi összetételét az I. táblázat szemlélteti.

Az U–Th–RF ércesedés hordozó ásványai

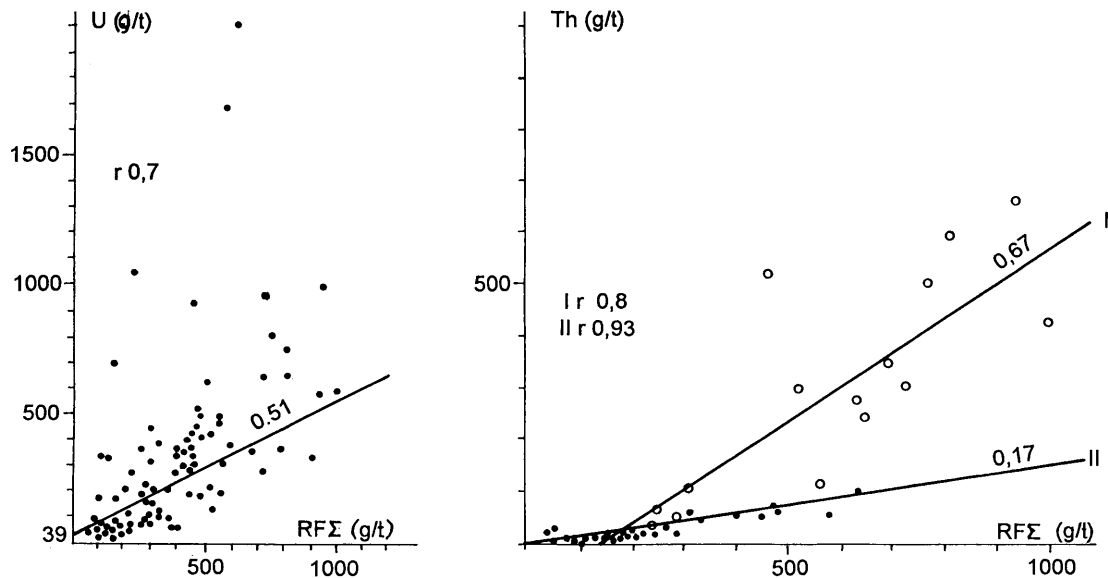
A fertőrákosi U–Th–RF dúsulások hordozó ásványainak azonosítása – ha nem elégszünk meg közelítő behatárolásokkal – nehezen vizsgálható és speciális vizsgáló módszereket (pl. elektron-mikroszondás elemzést) igényel. Ennek oka a hordozó ásványok többségének finom szemcsemérete (1–100 µm), rossz határfokú dúsíthatósága, részben röntgenamorf volta és változékony U, Th és RF tartalma. A P₂O₅ – U, Th, ΣRF szoros korrelációk (4. ábra) közvetetten a P₂O₅ tartalmak ásványos megjelenítőjének: az apatitnak U, Th, RF tartalmát jelzik.

Az alacsony U-tartalmú ércekből flotálással, ill. nehézásvány leválasztással feldúsult apatit tartalommal az U, Th és ΣRF tartalmak is arányosan dúsulnak. A P₂O₅–U regressziós egyenes meredeksége szerint 1% P₂O₅ tartalom növekményhez átlagosan 19 g/t U tartalom növekmény tartozik. Így az apatit ásványra számolható U-tartalom 770 g/t. Nyilvánvaló, hogy az apatitban legdúsabb kőzetek 24–26%-os P₂O₅ tartalma (~60% apatit tartalma) nem fedezi a 800 g/t-nál nagyobb U-tartalmú ércek ásványtani U-mérlegét: a 4a. ábrán a P₂O₅–U korrelációtól független pontok önálló uránásványok jelenlétét valószínűsítik. Ugyanerre utal, hogy már 800 g/t U-tartalomnál az elemzett U⁴⁺ részaránya mindössze 64% (~100% helyett). A P₂O₅–ΣRF összefüggés (4b. ábra) jellege hasonló a P₂O₅–U regresszióhoz: az apatit U-tartalmához (800 g/t) társul és itt is megjelennek a P₂O₅ tartalomtól független, kiugró ΣRF dúsulások. Mindezt a ΣRF–U korrelációs diagram (5a. ábra) is igazolja, de a kiugró U és ΣRF tartalmak egymástól részben függetlenek. A P₂O₅–Th korreláció (4c. ábra) szerint a Th majdnem kizárólagos hordozója az apatit, az U és a ΣRF tartalommal kb. azonos felvételi szinttel. Az apatitban az U⁴⁺, Th⁴⁺ és a RF-ek a Ca-ot helyettesítve összesen kb. 2500 g/t dúsultsági szintet adnak. A ΣRF–Th–U kapcsolat (5. ábra) viszont az apatit mellett más RF–Th–U(tartalmú) ásvány, esetleg önálló RF-ásvány megjelenésére is utalhat: eltérő a nagy (I) és a kis (II) Th tartalmak RFF regressziója. Az U–Th korreláció alapján (6. ábra) az U dúsulása (az apatitban megjelenő) U–Th-os fázisra (Th/U = 0,83) és (az önálló U-ásványosodást is magába foglaló) urános fázisra (Th/U = 0,09) különül el. Az U-meddő (U<10g/t) háttér kőzetek átlagos Th/U aránya: 2,5. Jellegzetes az ércben a ritkaföldfém tartalom spektrális megoszlása. Míg a fertőrákosi U (Th, RF) ércesedés Y(Yb) maximumos, addig a Soproni-hegység másik ismert RF-dús kép-



4. ábra. Az U, ΣRE és Th tartalom kapcsolata a P₂O₅ tartalommal

Fig. 4. Relationship between P₂O₅ and U, ΣREE and Th content



5. ábra. Az U és Th tartalmak kapcsolata a Σ RF tartalommal

Fig. 5. Relationship between rare earth and U, Th content

A Th-RF (Füzesárók-Házhegy) és az U(Th, RF) érc (Fertőrkös)
 átlagos RF-összetétele (%)
 REE average distribution of Th-REE (Füzesárók-Házhegy) and U(Th, REE) ore (Fertőrkös) (%)

II. táblázat - Table II

Érc Ore	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	Y	RF
Th-RF	1,7	1,46	0,25	0,6	0,1	-	0,016	-	-	-	-	-	0,003	-	0,01	4,13
U (Th, RF)	0,0015	0,0015	0,003	0,0003	0,003	-	0,0012	-	0,0021	0,0003	0,0006	0,0003	0,0051	0,0003	0,016	0,032
*U (Th, RF)	0,002	0,003	0,002	0,002	0,003	-	-	-	-	0,002	0,002	-	0,002	-	-	0,013
-	0,0015	0,00725	0,0064	0,00595	0,00255	-	0,0046	0,000193	0,0038	0,00128	0,00183	-	0,00242	-	-	0,038

*SZU Tud. Akad. 2. Intézet elemzése - Analysed by 2nd Institute SSSR Sci. Akad.

zödményei a Házhegy-Füzesárók Th-RF-érce (FAZEKAS, KÓSA, SELMECZI 1975) La-Ce maximumos (7. ábra). Másrészt a Th-RF-ércesedés dúsultsága több mint egy nagyságrenddel nagyobb (II. táblázat).

Az apatit urán- és tóriumtartalmát és annak eloszlását fedetlen vékonycsiszolatokról készült α -magemulziós és α -nyomdetektoros autradiográfiák szemléltetik. Az apatitdús csillámpala vékonycsiszolatának apatit sávjában (I. tábla 1. ábrán a csiszolat felső fele) az U-tartalom a radiográfián finom és közel egyenletes eloszlású nyomsűrűséget ad (I. tábla 1a, 2), ami az uránnak az apatit rácsába való beépülésére utal. A nagyobb nagyításoknál készült mikroszkópi felvételeken (II. tábla 1-2) is egyenletes a csiszolatot fedő α -magemulziós hárt्यान az α -nyompalcikák eloszlása. Közülük a csillag-ipszilon alakzatúak az apatitba beépült tóriumtól erednek.

Az U-tartalmú apatit jól kristályosodott, finomszemcsés (5-20 μ m-es) halmazokat alkot (I. tábla 2). Nagy nagyításnál (400X-800X) jól kivehetők az izometrikus-hatszögű, néha prizmás mikrokristály metszetek is. Ismételt átkristályosodása a szemcseméret növekedésével (0,1 mm) és az U-tartalom elvesztésével jár.

Az infravörös szinképelemzés (Szovjetunió Tud. Akad. 2. Intézet) adatai, a DT és Rtg-diffrakciós vizsgálatok fluoritapatitra utalnak, (a fluor helyén H és Cl helyettesítésekkel). A diffrakciós csúcsok (\AA): 3,434-3,437, 2,799-2,803, 2,769-2,778, 2,612-2,639, 2,249-2,252.

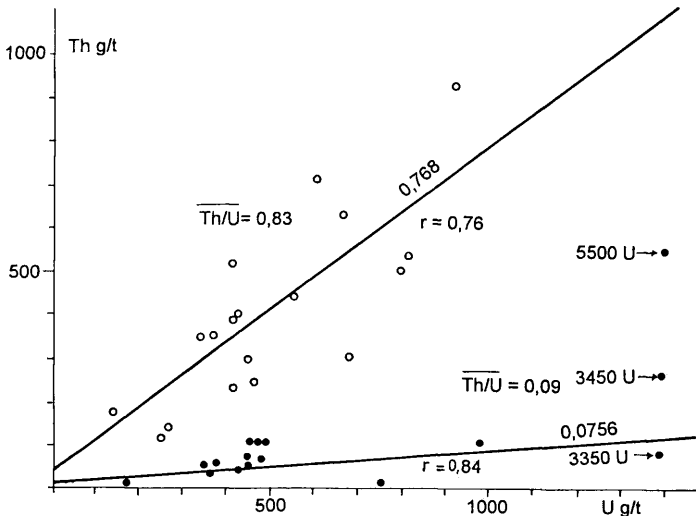
Az urándús csiszolatok radiográfiáin az apatit szórt U-Th eloszlásán kívül kisebb részben az apatitmezőben, nagyobb részben azon kívül apró (1-100 μ m-es) erősen surgárzó göcök láthatók,

pontszerű forrásból kiinduló sugaras α -nyom alakzatokkal (II–III. táblák). A pontszerű sugárzó gócok részben az opak ásványok (opak uránásványokkal összenőtt szulfidásványok), részben átlátszó, vagy félig opak, nagy U–Th-tartalmú ásványok helyére esnek. A Szovjetunió Tud. Akad. 2. Intézetében (ZEFIROV, POLIKARPOVA 1972–1973) vizuális-optikai alapon pirittel, pirrhotinnal, millerittel(?) összenőtt „naszturnánt” ismertek fel (IV. tábla 2) továbbá U-tartalmú Fe–Ti-oxidokat és malakont: U-tartalmú, zónás cirkon változatot, (izotróp szegegyel) tételeztek fel. Az apatitban előforduló erősen sugárzó gócok: félig izotróp, porszerű földes halmazait hidronaszturnánnak minősítették. Az apatit kristályok között igen finomszemű (néhány μm) opak, rombusz-, pálcica alakú, erősen radioaktív thorianit kristályok, kristályösszenövés is láthatók (II. tábla). Az opak mikroerecskéket uránkorom–uranát és pirit tölti ki (II. tábla 3). A Ti-ásványok lemezes ilmenit, titanit (II. tábla 4) és tús rutil kristályhalmazok (III. tábla) és csak kisebb hányaduk U-anomális. A rutiltű halmazokon belül megfigyelhető erősen sugárzó gócok brannerit típusú U–Ti-ásványtól eredhetnek (III. tábla 3). Rutil–brannerit típusú (?) U-titanát képződmények figyelhetők meg az apatit–kloritpala albitosodott részein (I. tábla 1), valamint kloritban és biotitban pleokroós udvarral (V. tábla 3, 4, 5).

Az érc sugárzó anyag tartalmának kis hányadát a szintén pleokroós udvarral jelzett epidot és klinozoit tartalmazza (V. tábla 1, 2). A radioaktív epidotok – amelyek jelen vannak az egész fertőrákosi kristályospala sorozatban – problémája az ércesedés genetikájának egyik kulcskérdése lehet. Előfordulásuk független a diaforézistől. A kőzetalkotó sötét elegyrészekben (klorit, biotit, amfibólok) előfordulásuk gyakoribb. Szemcseméretük finom, átlagosan kisebb 0,1 mm-nél, ritkán mm-esek. A kristályformák – amelyek szabálytalanok, többékevésbé izometrikusak, esetenként megnyúltak – alig figyelhetők meg. Egy részük felismerhető klinozoit, más részük epidot-ortit is lehet, és biztosan csak az utóbbiak radioaktívak. A klinozoit helyettesíthet valamilyen radioaktív ásványt is, amely teljesen kioldódott és a radioaktív elemek is eltávoztak. Ekkor a pleokroós udvar reliktum jelenség. Az utóbbi esetben viszont ez az ismeretlen ásvány számításba jöhet az U (Th, RF) egyik forrásaként. Ha pedig a klinozoit U–Th tartalmú, akkor az ásványtanilag új változat lehet. (Ezideig RF tartalmuk ismert: az epidotban max. 1,41%, a zoizitban 0,66% $\Sigma\text{RF-oxid}$).

Az önálló U–Th és RF ásványosodás Rtg-diffrakciós értékelésében az alapminták csekély U-ásvány tartalma a kőzetalkotó ásványoktól bromoformmal, Thoulet-oldattal és Clerici-oldattal nyert nehézásvány részlegek, valamint az elektromágneses szeparálással nyert, „mágneses” és „nem mágneses” részlegek gyenge hatásfokú leválaszthatósága (összenövés) következtében sok a bizonytalanság.

Az ilmenit, rutil–ilmenorutil, titanit U-mentes, vagy csekély U-tartalmú Ti-ásványok Rtg csúcsai (\AA): 3,667–3,663 (ilmenorutil), 2,996–2,983 (titanit), 2,73 (ilmenit), 2,624–2,61, 2,58 (titanit), 2,54, 1,71 (ilmenit, ilmenorutil). Az U-titanátok röntgenamorf metamikt állapotán 800°C-on való izzítással kíséreltünk meg javítani. A csúcs átfedések miatt a BKI Petrográfiai Osztályán Rtg-elemzéssel csak egyetlen mintában jeleztek „bizonytalan elegyrészként” uraninitet (KISHÁ-



6. ábra. Az U és Th tartalmak összefüggése

Fig. 6. Relationship between U and Th content

zi P. 1971–1974). A diffraktogramok U-ásványtani átértékelése (VINCZE J. 1974) során is csupán azt lehetett vizsgálni, hogy melyek azok az ásványok, amelyek előfordulása egyáltalán lehetséges. Legvalószínűbb az uranit–szurokérc fázisok megjelenése (3,167–3,158, 1,948–1,936, 1,646–1,634, 1,563), az U–Ti-oxidok és titanátok közül a brannerit (4,733–4,694, 3,44–3,426, 2,47–2,458, 2,287–2,274) lehetséges; bizonytalan a davidit (4,16–4,149, 3,25–3,233, 3,066–3,085, 2,849–2,875). Ugyancsak valószínű a coffinit (4,694–4,66, 3,455, 2,825–2,788, 2,66–2,635, 2,187–2,178, 1,815–1,799) előfordulása. Az urános cirkonváltozatok: malakon, cirtolit többé-kevésbé röntgenamorfok, így a jelentkező csúcsok a közöséges cirkontól eredhetnek: 4,42, 3,318, 2,624, 2,54–2,514. Az (urano)thorianit (3,247–3,227, 2,808–2,799, 1,979–1,963, 1,696–1,684), (urano)thorit–„thorogummit” (4,731–4,694, 3,548–3,535, 2,838–2,81, 2,677–2,639), önálló RF-ásványként pedig valamely U–Y-oxid (3,076–3,066) sem zárható ki. Az önálló U-ásványosodásra utaló Rtg-diffrakciós adatokat a III. táblázatban foglaltuk össze.

Az apatitosodott–kloritosodott kőzetek felszíni kibúvásaiban (pl. a 11. sz. kutatóárokban, 2. ábra) UV-fényben ragyogó sárgászölden lumineszkáló „csillámszerű” táblás uránásvány lemezek, bekérgézések, impregnációk jelennek meg (IV. tábla 3ab). Szemcseméretük általában 1 mm alatti. Az optikai- és Rtg-diffrakciós vizsgálatok alapján meta-autunitnak (uranospatitnak) bizonyultak (IV. tábla 3c., IV. táblázat).

A fertőrákosi U-ásványosodás összesített Rtg-diffrakciós adatai
 Summarized X-ray diffraction peaks of U-minerals from Fertőrákos

III. táblázat – Table III

XRE- 2305 (Y-128)	-TN	-TNI	XRE- 1365 -TNM	XL-19- 597 -BN	-CNN	XRE- 144 -TNM	XL-19- 288c	X-19 6974 TNNM	-TNM	MÉV- 12 -BN	FR 50 -BN	MÉV- 13	Valószínű U-ásványok
	1		2		3	4	5		6	7	8	9	
					6,14		6,22					6,28	curit
5,86					5,72		5,77						clarkeit
4,69	4,70	4,71	4,70	4,71	4,71		4,66	4,73	4,72	4,73		4,72	coffinit, brannerit?
3,96							3,95						curit
3,51	3,53				3,54							3,54	curit, coffinit
3,43	3,44	3,43		3,43			3,43				3,45	3,44	uraninit, brannerit?
3,34	3,34		3,34	3,35		3,35	3,34	3,34		3,34		3,34	clarkeit
	3,32												brannerit?
3,23			3,25	3,25	3,23	3,25				3,25		3,24	dauidit?
3,17			3,20	3,20		3,19	3,17	3,19		3,17			clarkeit
3,15	3,16				3,16							3,16	uraninit
			3,12	3,12	3,11	3,12							uraninit
3,08	3,08			3,09	3,08								uraninit?
	3,07				3,06								curit, fourmarierit?
2,80	2,77			2,83			2,79						coffinit
		2,73									2,73		uraninit
2,70	2,71		2,72	2,71	2,70	2,72	2,72	2,71		2,71			uraninit, clarkeit?
2,67		2,69											uraninit, brannerit?
				2,64			2,64						coffinit
2,54	2,53				2,54							2,54	clarkeit, curit?
2,47	2,44			2,46	2,48	2,47	2,48				2,44	2,47	fourmarierit, brannerit?

XRE-2305 (Y-128)	-TN	-TNI	XRE-1365 -TNM	XL-19-597 -BN	-CNN	XRE-144 -TNM	XL-19-288c	X-19-6974 TNNM	-TNM	MÉV-12 -BN	FR-50 -BN	MÉV-13	Valószínű U-ásványok
	1		2		3	4	5		6	7	8	9	
		2,28		2,28	2,28		2,28				2,28	2,29	coffinit, brannerit?
2,25	2,25	2,24		2,25	2,25	2,26	2,24			2,25		2,25	dauidit?
2,09			2,10										curit
1,96			1,98		1,98	1,99	1,99	1,97				1,97	clarkeit
	1,94		1,94	1,94	1,94		1,94	1,94		1,94	1,94	1,94	uraninit
1,90	1,91		1,91	1,89		1,92	1,92	1,92	1,92		1,92		uraninit, brannerit?
1,88			1,86			1,88	1,86	1,87	1,87	1,86	1,86	1,86	clarkeit, coffinit
1,84	1,84		1,84	1,84									coffinit
1,82	1,80		1,80	1,80	1,80	1,80				1,80			coffinit, dauidit?
			1,76	1,74	1,75		1,75					1,77	coffinit, clarkeit?
	1,64		1,64	1,64	1,64	1,64		1,64	1,64			1,63	uraninit, clarkeit
	1,63	1,61		1,62	1,62	1,63	1,62	1,63		1,62			uraninit?, brannerit?

Jelmagyarázat: TN – Thoulet oldatban nehéz részleg, I – 800°C-on izzított, M – mágnese, NM – nem mágnese, BN – bromoformban nehéz részleg, CN – Clerici oldatban nehéz részleg.

Legend: TN – heavy fraction in Thoulet solution, I – heated on 800°C, M – electromagnetic, NM – non electromagnetic, BN – heavy fraction in bromoform.

Kőzetek: 1 – kvarc-albit metasomatit, 2 – apatit-(klorit) metasomatit, 3 – apatit-albit metasomatit, 4 – apatitos-karbonátos pala, 5 – apatitos-kloritos csillámpala, 6 – kvarc-albit-muszkovit-szericite pala, 7 – klorit-apatit pala, 8 – sötétszürke pala (kvarc-albit-klorit-karbonát-apatit kőzet), 9 – apatitos kloritpala autunittal.

Rocks: 1 – quartz-albite metasomatite, 2 – apatite-(chlorite)metasomatite, 3 – apatite-albite metasomatite, 4 apatite-carbonate bearing schist, 5 – apatite-chlorite bearing mica schist, 6 – quartz-albite-muscovite-sericite schist, 7 – chlorite-apatite schist, 8 – dark grey schist (quartz-albite-chlorite-carbonate-apatite rock), 9 – apatite bearing chlorite schist, with autumite.

M metaautunit és a saléit Rtg-diffrakciós adatai (FR-11. kutatóárok)
X-ray diffraction data of metaautunite and saléite (Trench Nb. FR-11)

IV. táblázat – Table IV

Metaautunit			Saléit		*X-19-4749 d(Å)	I	**MÉV-13 (FR-UP) d(Å)	I	
Szidorenko	JCDPS		Szidorenko	JCDPS					
	14-73 8A	12-423 9A		8-13					
			9,94	9,85			9,891	7	S
8,51	8,17	8,47					8,44	100	M
			6,61	6,50			6,519	3	S
5,39		5,375			5,38	10	5,372	14	M
					5,35	2			M
4,96	4,81		5,01	4,958	4,84	1	4,939	7	M, S
4,28	4,143	4,237	4,42	4,19	4,12	2	4,128	22	M
3,63		3,619		3,64	3,56	10	3,61	29	M, S
3,50	3,51		3,52				3,539	100	(M, S)
		3,483		3,499	3,44	5			M
3,24		3,223		3,235			3,235	13	M, S
					3,19	5			M
	2,96		2,99		2,98	4			M, S
2,94							2,925	3	M
2,61		2,614			2,58	5	2,612	11	M
			2,45	2,456			2,435	5	S
			2,39	2,395			2,372	3	S
			2,23	2,25			2,249	9	S
				2,197	2,19	2	2,189	3	S
2,10		2,117		2,10	2,08	7	2,107	18	M, S
2,04	2,04			2,04			2,056	2	M, S
			2,00		2,01	2			S
1,941					1,92	4	1,936	11	M
1,802				1,798	1,79	3	1,799	6	M, S
1,757			1,77				1,771	5	M, S
				1,731	1,74	4			S
			1,67				1,69	3	S
1,599				1,599	1,59	7	1,596	5	M, S
1,568			1,57	1,554	1,55	1	1,563	4	M, S
1,529				1,526	1,51	3	1,525	4	M, S
				1,442			1,426	2	S
1,379				1,37			1,391	4	M, S
1,328					1,33	1			M
1,116					1,117	1			M

* Debye-Scherrer elemzés, SZU Tud. Akad. 2. Int. – *Debye-Scherrer analysis, 2nd Inst. of Sci. Akad. SSSR*

** Rtg-diffraktométeres felvétel, FÉMKUT. Értékelt: VINCZE J. 1972. – *X-ray diffractometric analysis of FÉMKUT, interpreted by J. VINCZE, 1972*

Jelkulcs: M – metaautunit, S – saléit

Legend: M – metaautunite, S – saléite

A kristálylemezkek négy- és nyolcszög alakúak, enyhe zónásság és ikresedés is előfordul. Színük zöldessárga. Gyöngyház-üvegfényűek. Gyengén pleokroosak. Törésmutatóik: Ng: 1,594, Nm: 1,591, Np: 1,57, Ng-Np: 0,023 (kékeslila interferenciaszín), 2V: ~8–10°. Az optikai tengely diszperziója: $r > V$. Főzónajelleg: +. Gyakran finomszemű, félig átlátszó, narancsvörös, pleokroos uránát: clarkeit és fekete, opak, porszerű uránkorom reliktumokat tartalmaz. A Rtg diffraktogramok alapján (III–IV. táblázatok) clarkeit, curit, uránoxidok jelenléte valószínű.

A citrom-, szalma-, vagy kénsárga metaautunittől zöldebb színárnyalata és lumineszcenciája, valamint – difenilkarbazidos mikrokémiai reakcióval kimutatott – Mg-tartalma révén saléit különíthető el. A saléitre jellemző Rtg-diffrakciós csúcsok a metaautunitéval való részleges egybeesések miatt nehezen értelmezhetők (IV. táblázat).

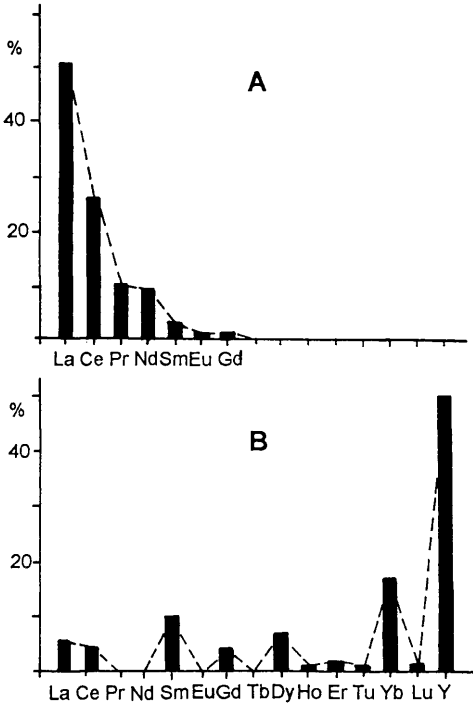
A szulfidos ércesedés ásványai

A palaösszlet különböző szintjeiben előforduló szulfidásványok összességükben olyan polimetallikus együttest adnak, melynek az ismert hazai utómagmás ásványparagenezisektől eltérő vonásai vannak. Az ércesedési folyamatsor több generációs, eltérő hőmérsékletű fázisokból összetett (8. ábra):

1. Arzenopirit, pirit, \pm Co-Ni-arzenidek, pirrhotin (VI. tábla)
 2. Pirrhotin, \pm kalkopirit, pentlandit(?), arzenopirit, pirit (VII. tábla)
 3. Pirit-gélpirit (melnikovit), markazit, kalkopirit, Fe-szfalerit (marmatit), \pm pirrhotin, cubanit(?), ajoit(?), fakóérc(?), hauchecornit(?) (VII–IX. táblák)
 4. Pirit, szfalerit, galenit, \pm kalkopirit (X. tábla)
 5. Pirit-gélpirit, markazit, \pm pirrhotin, arzenopirit, kalkopirit, millerit(?) (XI. tábla)
- 5a. Az 5. fázis, \pm U, Th, (RF), Ti-(Fe)-ércásványok (IV. tábla 1–2)

Jól különíthető két korábbi, magasabb hőmérsékletű arzenopirit (1) és pirrhotinos (2) fázis, míg az alacsonyabb hőmérsékletűeket a polimetallikus ércesedés két változata: Fe–Cu–Zn kovand (3), Pb–Zn (4) és vaskovand (5) fázis képviseli. A vasdiszulfid változatok (pirit, melnikovit, markazit) együttesen sok generációs képződmények (pl. az U-ércesedés) viszonylatában ércesedés előtti, egyidejű és utáni. A korai, magasabb hőmérsékletű, arzenopirit-pirrhotinos fázisok ásványai gyakran az uránanomális zónák közelében jelennek meg, ezért az U–Th–RF ércesedés közvetlen kísérője az alacsony hőmérsékletű „tisza” pirit fázisban sem ritka az arzenopirit, pirrhotin és kalkopirit. Ez az 5., de különösen az 5a. fázisnak – képződési hőmérsékletét illetően – átmeneti vonásokat kölcsönöz. Határozottan képződményhez kötött a pirrhotin–(pentlandit?)–kalkopirit együttes, amely amfibolitokban és amfibolpalákban fordul elő. A Ni-tartalom – feltehetően – az egykori bázikus magmából származtatható.

Az arzenopirit hintetten, önálló, idiomorf, hatszöges metszetű, gyakran ikres kristályokat alkot albitosodott kvarccsillámpalákban, albititekben. Dúsultsága a kőzetben eléri az 1–2%-ot is. A kristályok mérete néhány tized mm-estől né-



7. ábra. A ritkaföldfém tartalom összetétele a Füzesárók-házhegyi RF-Th ércben (A) és a fertőrákosi U (Th, RF) ércben (B)

Fig. 7. Rare earth distribution of Th-REE ore (Füzesárók-Házhegy, A), and that of U (Th, REE) ore (Fertőrákos, B)

hány mm-es, de cm-es is előfordul (VI. tábla). Egyes változatai optikailag csak gyengén anizotrópok, fényvisszaverő képességük anomálishan megnövekedett, keménységük csökkent, ami Co-Ni tartalmukra(?) vezethető vissza (arsenopirit-glaukodot-gersdorfit elegykristály(?): (VII. táblázat, 8. ábra). Ennek megfelelően változékony a mért reflexióképesség ($R = 45-53\%$) és a mikrokeménység ($H = 867-1200 \text{ kg/mm}^2$). Az arsenopirit minták Rtg-diffrakciós csúcsait a VI. táblázat 3-6. mintái tartalmazzák. Nagyon finom hintésekben közepes és magas reflexiójú szemcsék (Co-Ni-arsenidek(?), Sb-fakőerc(?)) is megfigyelhetők.

A Ércfázisok		B Szulfidok						C Kőzet, metasomatit						D Elemdúsulások átlagai és csúcsai, %											
		py-marc	aspy	pirh	chalcopy	sphal	gal	Amf ±ab, Q	Bi-Mu cl, calc	Ab-Gn ±carb	Ab±Q, carb	Q±carb	Q-Ab ±carb	ap, cl, sr	Ap	Carb	As	Ni	Cu	Zn	Pb	U	Th	RFΣ	
																									0,5 1,0
1	Arzeno- pirites	□	■		□			○	●	○				○		■	■								
2	Pirrhotos	□	□	■	▣	□	●	○		○		○				■	■								
3	Fe- Cu- Zn- kovand	■		□	■		○	●	○			○		○		■	■		■	■					
4	Pb- Zn- szulfidos	▣				▣	▣	○	●	○									■	■	■				
5	Fe- kovand	■	□		□		○	●	○			○				■									
5a	U- Th- RF	□	□		□			○				○	●		■						■	■	■	■	■

8. ábra. Az ércfázisok és jellegzetes összetevőik. Jelmagyarázat: 1. az 1. ábrát. Különbségek: Ap, ap – apatit-metasomatit; apatit; Bi-Mu – biotit-muskovitpala; cl – klorit; carb – karbonát; marc – markazit; sr – szericit. A kitöltött, félig kitöltött és üres jelek a dúsultság mértékét jelzik

Fig. 8. The ore phases and their characteristic components. Legend: 1. Arsenopyritic; 2. Pyrrhotitic; 3. Fe-Cu-Zn ore body; 4. Pb-Zn-sulphidic; 5. Fe-sulphidic; 5a. U-Th-REE, A – Ore phases; B – Sulphids; C – Rock, metasomatite; D – Averages and peaks of element accumulations. Ap, ap – Apatite-metasomatite, apatite; Bi-Mu – Biotite-muscovite shale; cl – chlorite; carb – carbonate; gal – galena; marc – marcasite; sr – sericite. Further see fig. 1. Degree of accumulations are shown by filled, half-filled and bare circles and squares

A pirrhotin (VII. tábla) többnyire a palásság mentén irányított finomszemcsés hintésként önállóan, vagy kalkopiritrel található, de ugyanitt pirrhotin-kalkopirit mikroercskék (telérek) is megjelennek ($R = 38-45\%$, $H = 262-430 \text{ kg/mm}^2$; VII. tábla, IX. tábla 1-2). Legnagyobb dúsultságban a diafortitosodott amfibolitokban-amfibolpalákban, ill. a csillámpalákkal érintkező szegélyükön figyelhető meg. A pirrhotinos ércesedés egy részének Ni tartalma jelentősen meghaladja az arsenopirités ércesedését is ($300-1000 \text{ g/t}$; 8. ábra, VII. táblázat). Így valószínű, a feltűnőbb pirrhotin-kalkopirit szételegyedések mellett, a pirrhotin mezőtől ércmikroszkópban csak színreflexió árnyalatokban elkülönülő kiválások Ni-ben gazdag fázist (pl. pentlanditot?) jeleznek. (VII. tábla 3, 4, 5). A pirrhotinos ércfázis Rtg-diffrakciós adatait az 1-2. minták képviselik.

A vas-, réz kovandérc „ipari minőségű” ércetestet alkot az erősen diafortitosodott földpátos csillámpalák (kvarc-albit-muszkovitpala) és a fedő kvarc-albit-amfibolpalák kontaktján (FR-1004. mélyfúrás, 457,5-459 és 570,5 m, 3. ábra).

Az ércetest szabad szemmel is jól láthatóan breccsás szövetű (VIII. tábla, 1). Az összetöredezett, fellazult kőzettömeg tömör kovandérré cementálódott össze (70-90%-a szulfidásvány), melynek fő tömegét a (legalább) kétfázisú vasdiszulfid adja: gélpirit (melnikovit) és markazit (1a, 1b fázis). A gélpirit tömeget - amely részben anizotróp - ($R = 30-45\%$, $H = 463-672 \text{ kg/mm}^2$), durvább szemcsézettségű, enyhén anizotróp átkristályosodási fázis: markazit ($R = 40-47\%$, $H = 764-948 \text{ kg/mm}^2$) fogja közre, - mintegy átszöve azt, - amelyet a rá következő színesfém-szulfidos fázis (2. fázis): kalkopirit ($R = 44-49\%$, $H = 150-233 \text{ kg/mm}^2$) pirrhotin-vasszفالerit (marmatit) szorít ki. Az ércetest átlagos Cu tartalma 1%, Zn tartalma néhány tized % (V. táblázat).

A derivatográfiás felvételeken a szulfidok közül anomális pirit-markazit, kalkopirit és vasszفالerit jelentkezett (SELMECZI B.), a Rtg-diffraktométeres felvé-

A Fe-Cu-Zn kovandérc vegyelemzési adatai. FR-1004. mélyfúrás, 457,5-459 m
Chemical analyses of Fe-Cu-Zn orebody. Borehole FR-1004, 457,5-459 m

V. táblázat - Table V

A minta száma Nb. of sample	Összetevők súly %-ban - Components in weight %												
	MÉV Kém. Anal. Lab. elemzése Analyses by Chem. Anal. Lab. MÉV						Radiometr. elemzés (anal.)		OEA Recski Rézércm. Lab. elemzése Analysed by Lab. of Copper Ore M. Recsk				
	Cu	Zn	As ppm	CO ₂	P ₂ O ₅	ΣRF ΣREE	U ppm.	Th ppm.	Cu	Zn*	S	Au ppm.	Ag ppm.
X-19-119	0,36	0,33	5	5,59	0,19	0,014	1	6	0,37	0,06	7,1		
120	0,06	0,1	5	1,72	0,2	0,016	1	5	0,07	-	2,2		
121	1,78	0,6	5	7,63	0,11	0,009	1	7	1,76	0,23	21,55	ny	5,3
122	0,86	0,5	18	9,06	0,12	0,16	2	13	0,90	0,12	16,20		
123	0,23	0,15	18	4,32	0,2	0,013	5	19	0,22	0,06	5,0		
-119/123	0,60	0,23	13	7,89	0,19	0,010	3	13					
-121/123	0,94	0,33	13										
82	0,79	1,96	5										

*Az OEA Labor (Recsk) Zn adatait tekintjük hitelesnek - Zn data, analysed by Lab. of Copper Ore Mine should be regarded to authentic

telek még réz tartalmú szilikátot (ajoit: $\text{CuAl}_2\text{Si}_{10}\text{O}_{29} \cdot 5\frac{1}{2}\text{H}_2\text{O}$) is jeleznek (KISHÁZI P.). Az ajoit optikai azonosításához nincs elégséges adatunk. A kőzetrepedésekben kitöltésként és elválási lapokon fekete, porszerű képződmények(?), amelyek mikroszkóposan áteső fényben szálalak–sugarasak, élénk barnászöldek és pleokroosak. Interferenciaszínük I.r. sárgásbarna. Rézben gazdag fázis esetén a kalkopiritben szételegyedési zárványként cseppalakú pirrotin jelenik meg (VIII. tábla 2), vasban gazdag fázis esetén viszont az önálló pirrotin fészkekből zárványként, a szegélyén, vagy erekben kalkopirit (VII. tábla 3, IX. tábla 1.), ill. szfalerit (IX. tábla 4) vált ki. A kalkopiritben a pirrotinhoz hasonló finom szételegyedés: cubanit(?) is lehet ($R = 45\%$). Hasonlóképpen a kalkopiritben, vagy annak szegélyén a vas-szfalerit, a szfaleritben pedig a kalkopirit is kölcsönös szételegyedési fázist alkot (IX. tábla 3).

A vas-szfalerit (marmatit) szabad szemmel a közönséges szfaleritnél sötétebb, majdnem fekete, vékonycsiszolatban barnászörös és csak enyhén áttetsző. Ércmikroszkópban fényvisszaverő képessége: $R = 18\text{--}20\%$, mikrokeménysége: $H = 205\text{--}265 \text{ kg/mm}^2$. Önállóan hintetten borsó-, babszemnyi, lensés fészkekben és vékony (1–2 mm-es) erekben jelenik meg (X. tábla 1). Szegélyén és mikroeres kiválásként pirit (markazit?) és a galeniténél alacsonyabb reflexiójú ércásvány kísérheti. Belsejében finom, irányítottan hintett szételegyedésként sárgás-drapos tónusú, ércásványsorok (kalkopirit?, pirrotin?, cubanit?) is megfigyelhetők (X. tábla 2). KISHÁZI P. (1972) nehézásvány dúsítmány Rtg-diffrakciós felvételéből a szfalerit és a pirit mellett még – bizonytalan elegyrészként – hauchecornitot (Ni_4/Bi , Sb/S_4) határozott meg. Az „önálló” szfalerites ércesedés környezetében pegmatoid testben kvarcér mentén VÁRSZEGI K. tús antimonit kristályokat talált (XII. tábla 5). A kísérő szulfidásvány: pirit.

A galenit–marmatit–pirit együttes (nyomokban kalkopirittel) hintett fészkek alkot (X. tábla 3, 4, 5) a fillites csillámpalában, a palásság mentén irányítottan.

Az önálló vasdiszulfid (vaskovand) ércesedés (XI. tábla) majdnem mindenütt legalább kétfázisú képződmény. A vas–réz kovandérc rézszegény változatának is tekinthető. Az első fázis kriptokristályos, néhol enyhén anizotróp, rosszul polirozódó gélpirit–melnikovit–pirit, a második fázis durvábszemcsés, jól észlelhetően anizotróp, átkristályosodási termék: markazit (XI. tábla 4). E két fázis a nehézásvány részlegek (dúsítmányok) Rtg-diffraktogramjain is megjelenik (VI. táblázat 7–13. minták). Ércoptikailag izotróp kristályos pirit változat is megjelenik, erekben és részben idiomorf hintésekben (XI. tábla 1, 2). Az utóbbiak egy része a palásság szerint irányított. Jól kiemeli a kőzet kataklázos szerkezetét a pirit mikroérhálózat (XI. tábla 1, 2), a préselt, lemezes, rostos (XI. tábla 3) és a breccsás szövet (XI. tábla 5).

Megjegyezzük, hogy a szulfidos ércesedési nyomok előfordulása túlterjed a fertőrákosi palaösszlet képződményein. Így pl. Sopronbánfalvánál a Nika-kőfejtőben (Soproni kristályospala összlet) leukofilliten belüli kvarclencséiben mikroeres, vagy hintett alakban pirit, kalkopirit, bornit jelenik meg. (Az elemzett legnagyobb Cu tartalom 0,1%). A felszíni minták piritje fokozatosan eloxidálódott vasoxid–hidroxid ásványokká, a bornit és a kalkopirit szegélye covellinisedett (XII. tábla 1–4). Elsősorban az apatit–kloritpalákban nemcsak a pirit mál-

A fertőrákosi szulfidos ásványosodás összesített Rtg-diffrakciós adatai
Summarized X-ray diffraction peaks of sulphide minerals from Fertőrákos

VI. táblázat – Table VI

1		2		3		4		5		6		7		8		9		10		11		12-13				
MÉV-1 X-19- 414 NM	MÉV-2 X-19- 414 M	MÉV-3 X-19- 690 BN	MÉV-4 X-19- 663 BN	MÉV-5 X-19- 671 BN	MÉV-9 X-19- 398 BN	MÉV-10 X-19- 716/32 BN	MÉV-11 X-19- 685/71 BN	MÉV-12 X-19- 1/3 BN	MÉV-91 X-19- 144 BN	MÉV-92 X-19- 58 +BN	MÉV-94 X-19- 57 BN	MÉV-96/ 97X-19- 1041/42 TN														
5,62	5,65																							pirrh		
			3,66	3,66	3,65																			aspy		
													3,43											3,42	marc	
													3,13			3,11									py, chalkopy	
3,03	3,03	3,02			3,03													3,03					3,02	chalkopy		
2,99	2,99	2,99																							pirrh	
																									py, marc, chpy	
																									aspy, marc	
																									pirrh, aspy	
	2,67		2,66	2,67																					pirrh, aspy	
2,63	2,64																								pirrh, aspy	
			2,44	2,44	2,44	2,43	2,45	2,44																	aspy-py	
			2,43	2,43		2,42	2,42											2,42	2,42				2,42		aspy	
			2,41	2,41	2,41																		2,41	2,41	2,41	aspy, marc
																									2,21	py
2,06	2,06	2,06																								pirrh
				1,96	1,96																					aspy
																										py, marc
	1,88	1,86		1,86																						py, marc, chpy, aspy

1		2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12–13	
MÉV-1 X-19- 414 NM	MÉV-2 X-19- 414 M	MÉV-3 X-19- 690 BN	MÉV-4 X-19- 663 BN	MÉV-5 X-19- 671 BN	MÉV-9 X-19- 398 BN	MÉV-10 X-19- 716/32 BN	MÉV-11 X-19- 685/71 BN	MÉV-12 X-19- 1/3 BN	MÉV-91 X-19- 144 BN	MÉV-92 X-19- 58 +BN	MÉV-94 X-19- 57 BN	MÉV-96/ 97X-19- 1041/42 TN	
1,82				1,82	1,82								aspy
			1,81	1,81		1,81							aspy
											1,74	1,75	marc
1,72	1,71	1,72											pirrh
							1,69		1,69	1,69			marc
							1,64	1,64	1,63	1,63	1,63	1,63	py
1,62	1,62	1,62											pirrh
1,58	1,57	1,59								1,58	1,60	1,59	chpy, marc
1,45		1,45					1,47		1,44	1,45		1,45	py, pirrh
1,43		1,43											pirrh

Jelmagyarázat: l. a III. táblázatot és a 8. ábrát!

Legend: see table III and fig. 8!

Kőzetek: 1 – amfibolit, 2 – albitit, 3 – albitit, 4 – albitit, 5 – karbonát + szulfid, 6 – albitit, 7 – albitit, 8 – amfibolit, 9 – kvarc-dolomit–muskovit pala, 10 – kvarcosodott, albitosodott csillámpala, 11 – kvarcosodott, albitosodott csillámpala, 12–13 kvarc–muskovit–karbonát kőzet és csillámpala

Rocks: 1 – amphibolite, 2–3–4 – albitite, 5 – carbonate + sulphide, 6–7 – albitite, 8 – amphibolite, 9 – quartz–dolomite–muscovite schist, 10–11 – micaschist, with quartz and albite, 12–13 – quartz–muscovite–carbonate rock and micaschist

Az egyes ércfázisok félmennyiségi színképadatainak (g/t és %) átlagos csúcstértékei
Spectrographic average data and their peaks of ore phases

VII. táblázat – Table VII

		Ag	As	Ba	Be	Co	Cu	Mn	Mo	Ni	Pb	Sb	Sn	Ti	Zn	Zr
1	A	1	1%	300	?	100	300	1000	30	100	300	100	?	>1%	300	300
	N	30	>1%	1000	?	100	3000	3000	10	30	300	300	30	>1%	300	100
2	A	1	1000	300	10	100	300	1000	10	1000	30	?	?	3000	300	300
	N	?	1000	30	?	300	300	?	10	3000	100	?	10	3000	300	?
3	A	10	300	1000	10	100	>1%	3000	10	100	30	?	?	1%	1%	300
	N	10	1000	?	?	100	»1%	1%	30	300	300	200	?	1%	>1%	300
4	A	3	?	100	?	10	30	?	?	30	1%	?	?	1%	1%	100
	N	30	?	?	?	?	300	300	?	100	>1%	?	?	3000	>1%	100
5	A	?	10	1000	1	10	30	100	10	30	30	?	?	3000	?	?
	N	30	300	?	?	100	3000	1000	3	100	300	200	?	3000	300	300
5a	A	10	10	1000	1	20	30	2000	30	80	40	?	?	3000	?	300
	N	30	300	600	2	100	3000	2000	30	200	1500	200	10	100	300	300
\bar{A}		2,31	4618	276	10	23,9	690	526	8,23	53,4	63,4	100	?	3092	124	126
n/Σ n%		47,6	25,4	39,7	3,2	92,1	90,4	30,1	20,6	93,6	55,5	1,6	?	84,1	46	47,6
\bar{N}		6,71	2998	650	?	54,4	908	814	9,55	170	172	250	13,3	6969	2153	167

1, 2, 3, 4, 5, 5a = Ércfázisok a 8. ábra szerint – Ore phases as fig. 8

A = Alapminták – Base samples

N = Nehézasvány részlegek – Heavy fractions

\bar{A} = Az alapminták átlagértékei – Average values of base samples

n/Σn% = A kimutathatóság feletti adatok %-os előfordulása – Relative percentage frequency of data

\bar{N} = A nehézasvány részlegek átlagértékei – Average values of heavy fractions

lásából keletkezett vasoxid–hidroxid ásványokat találunk, hanem olyan íves–karéjos–gömbös limonit–goethit–lepidokrokit képződményeket, mikrotelereket, amelyek eredetileg hematit, vagy részben magnetit (?) lehettek. (Fe-oxidos metasomatózis?, amely egyes zónákban uralkodó ásványosodás lehet). Másrészt az albitos- és főleg a karbonátos metasomatitokban csekély mennyiségű ilmenit–titanomagnetit jelenik meg.

Az ércesedés nyomelem tartalma

A szulfidércesedés és az U (Th, RF)-dúsulások genetikailag egységes folyamatnak: a diaforézisnek, – mint a retrográd metamorfózis megnyilvánulásának – a termékei, nyomelemtartalmukban az egyes fázisok (1–5) csak mennyiségi különbségeket mutatnak és az U(Th, RF) dúsulás (5a) jól beilleszthető a szulfidos ércfázisok sorába (8. ábra, VII. táblázat).

Az egyes szulfidos fázisoknak a vas és a kén mellett fő elemei (As, Cu, Zn, Pb, Ni) a többi fázisban anomális nyomelemként vannak jelen, – ideértve az urános fázist is – de az U–Th–RF anomália a fő komponensként jelenlevő foszforral együtt a tisztán szulfidos fázisokból (1–4) hiányzik. Mindenütt anomális a Ti-tartalom, a Mn dúsultsága pedig a kovand fázisban (3) a Fe–Cu–Zn mellett a negyedik fő alkotó (Mn-szulfid, vagy oxid ásványként). „Sznifikáns” továbbá – nemcsak az urános fázisban – a Be, Mo, Sb, Ag, Co, Zr, Ba, Sn megjelenése is. Mindenütt kimutatható továbbá a V és Cr is (1–100 g/t; táblázaton kívüli adatok.)

Az ólomizotóparányok és radiogeokémiai értelmezésük

A fertőrákosi kristályos palasziget rétegsorából és U(Th, RF)- ércéből, valamint a Fűzesárok–házhegyi „központi kristályos” sorozat Th–RF-ércéből Fábry-Perrot interferométeres optikai spektrométerrel 88 ólomizotóp színkép vizsgálat készült 1982-ben a Nyevszkij Expedíció analitikai laboratóriumában (Leninigrád), amelyet 9 mintából Mi–1309. tip. tömegspektrométerrel végzett ólomizotóp elemzés egészít ki (KAPOSI O. és BALTAZÁRNÉ VASS K., ELTE Fizikai–kémiai és Radiológiai Tanszék). Utóbbihoz az ólom dúsítmányokat SEBESSY L. készítette a MÉV Radiokémiai Laboratóriumában. Ugyanitt történtek a $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ és a Th/Io arány mérések is (5. mintán). Az U, Th, Pb tartalmakat ARF-6tip. röntgenspektrométerrel az izotópszínkép elemzést végző intézet és PALLÓSI J. (MÉV) elemezte. Az ércminőségű minták elemzési adatait a VIII–IX. táblázatokban mellékeljük.

Bár az ólomizotóp színképelemzés célja elsősorban az uránércesedés és urán-anomáliák kutatási értékelése radiogén „ólomfedezetük” alapján, különösen nagyobb számú adatból a korvizsgálathoz is értékes támpontot nyújt. Az 58 meddő mintából (U<10 g/t, Th<30 g/t) a háttér izotóppösszetétel volt megha-

Az U(Th, REE) ércesedés ólomizotóp összetétele és látszólagos koradatai. (Fertőrákos)
Lead isotope analyses and apparent ages of U (Th, REE) ores. Fertőrákos

VIII. táblázat – Table VIII

Az elemzés jele Nb. of analyse	Rtg-színképezelmzés, g/t X-ray spectral analyse, g/t			Izotóppszététel, (at. %) Lead isotopes, (at. %)				Izotóparányok Isotope ratios		t ₂₀₆	Izotóp korok (millió év) Isotope ages (m.y.)			
								²⁰⁶ Pb(r) ₂₃₈ U	²⁰⁷ Pb(r) ₂₃₅ U		t ₂₀₇	t ₂₀₇ t ₂₀₆	t ₂₀₈	TΔt ₂₀₆
								U	U					
	U	Th	Pb	204	206	207	208							
1067	453	53	56	0,4	77,1	8,9	13,6	0,09976	0,51726	613	423	–	–	589
1068	374	57	52	0,4	74,5	9,5	15,6	0,10802	0,7148	661	547	104	71	627
1069	484	77	59	0,3	82,2	7,4	10,1	0,10816	0,52348	662	427	–	–	640
1070	351	53	51	0,4	78,0	7,7	13,9	0,11877	0,32994	723	289	–	–	711
1071	442	73	56	0,5	71,2	10,9	17,4	0,0909	0,6172	561	488	165	–	530
1072	492	112	63	0,4	77,1	8,2	14,3	0,10334	0,39286	634	336	–	–	617
1073	481	113	85	0,6	67,2	10,6	21,6	0,11484	0,33421	701	292	–	–	684
1073a	457	110	34	0,57	66,08	10,84	22,51	0,0481	0,2256	301	206	–	54	289
1075	433	47	29	0,3	81,4	8,0	10,3	0,0588	0,35169	368	306	–	–	352
1109	271	145	36	0,4	78,7	7,4	13,5	0,10966	0,2381	671	216	–	–	664
1110	686	306	72	0,3	80,6	7,7	11,4	0,09118	0,50093	562	412	–	–	540
1111	610	720	60	0,3	81,1	6,8	11,8	0,086028	0,32828	532	288	–	7	519
1112	815	536	77	0,3	80,6	6,8	12,3	0,08208	0,31512	508	278	–	28	496
1112a	796	504	27	0,23	77,68	8,04	14,05	0,02897	0,2404	183	211	542	59	171
1113	550	443	59	0,3	80,9	7,4	11,4	0,09357	0,46066	577	384	–	–	557
1114	415	238	56	0,3	83,0	7,9	8,8	0,12098	0,68707	736	531	–	–	707
1115	663	636	63	0,3	81,0	6,7	12,0	0,08299	0,30199	514	268	–	13	502
1116	415	395	121	0,6	67,7	10,4	21,3	0,19117	0,45843	1127	381	–	–	1107
1116a	432	404	68	0,57	63,97	11,61	23,85	0,09768	0,54165	597	496	56	66	580

Az elemzés jele Nb. of analyse	Rtg-színképelemzés, g/t X-ray spectral analyse, g/t			Izotópposztétel, (at. %) Lead isotopes, (at. %)				Izotóparányok Isotope ratios		t ₂₀₆	Izotóp korok (millió év) Isotope ages (m.y.)			
								$\frac{^{206}\text{Pb}(t)}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}(t)}{^{235}\text{U}}$		t ₂₀₇	t ₂₀₇ t ₂₀₆	t ₂₀₈	TΔt ₂₀₆
	U	Th	Pb	204	206	207	208							
1117	411	513	288	0,7	58,8	13,5	27,0	0,37236	2,81252	2040	1357	409	38	1913
1117a	412	521	216	0,72	58,41	13,00	27,87	0,2741	1,4188	1561	899	-	38	1130
1118	445	292	81	0,5	70,0	9,1	20,4	0,12806	0,36427	777	314	-	83	761
1119	256	121	32	0,4	78,2	7,6	13,8	0,10247	0,26391	629	237	-	-	619
1154	3247	73	41	0,3	83,6	5,8	10,3	0,011468	0,022074	74	23	-	15	73
1154a	3350	88	28	0,79	52,04	17,73	29,44			23	68	-	-	19

Az "a" jelű elemzések tömegspektrométerrel készültek – Analyses "a" were performed by mass spectrometer

Az Th-RF ércesedés ólomizotóp összetétele és látszólagos koradatai. (Házhegy-Füzesárok)
Lead isotope analyses and apparent ages of Th-REE ores. (Házhegy-Füzesárok)

IX. táblázat – Table IX

Az elemzés jele Nb. of analyse	Rtg-színkép- elemzés, g/t X-ray spectral analyse, g/t			Izotóposztétel, (at. %) Lead isotopes, (at. %)				Izotóparányok Isotope ratios		Izotóp korok (millió év) Isotope ages (m.y.)	
	U	Th	Pb	204	206	207	208	$\frac{206\text{Pb}(r)}{238\text{U}}$	$\frac{208\text{Pb}(r)}{232\text{Th}}$	t ₂₀₆	t ₂₀₈
1074	44	22	22	0,7	20,1	6,1	73,1	0,0419	0,0109	264	219
1077	6	12	12	0,7	20,3	10,7	68,3	0,1726	0,009071	–	185
1078	2	11	11	0,8	18,0	11,9	69,3	0,2098	0,014473	–	290
HZ	48	10500	115	0,11	2,46	1,93	95,5	0,01214	0,0119396	77	225

A "HZ" jelű elemzés tömegspektrométerrel készült – Analyse "HZ" was performed by mass-spectrometer

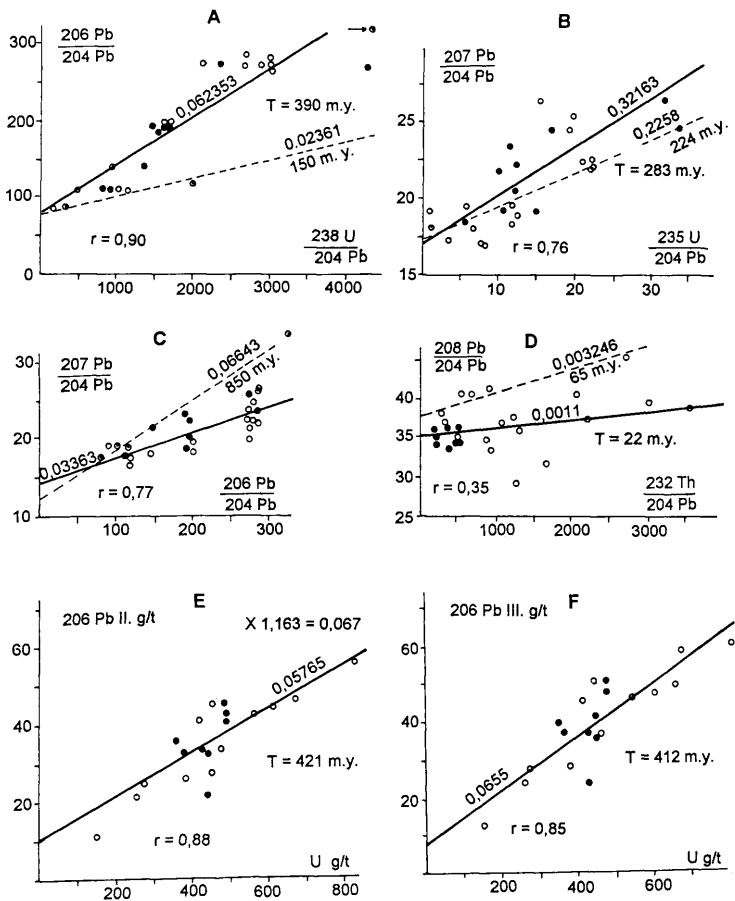
tározható: $^{206}\text{Pb} = 25,35\%$, $^{207}\text{Pb} = 20,35\%$, $^{208}\text{Pb} = 52,8\%$. A $^{206}/^{207}\text{Pb}$ és a $^{206}/^{208}\text{Pb}$ háttér hányadosok: 1,246, ill. 0,48.

A fertőrákosi U–Th ércben a ^{206}Pb at. %-os részaránya az urántartalomhoz viszonyítva szokatlanul nagy: 60–80%-os; a ^{206}Pb – ^{208}Pb korrelációja negatív. A ^{206}Pb túlsúlyát a legnagyobb Th tartalmú minták ^{208}Pb -ja is csak alig mérsékli. A látszólagos t₂₀₆ korok extrém magasak, a t₂₀₈ korok a legalacsonyabbak és igen nagyok a t₂₀₆>t₂₀₇>t₂₀₇/206 kordiszkordanciák (VIII. táblázat). A radiogén ^{206}Pb tartalmakból ($\Delta^{206}\text{Pb}$)¹ számolható korok hasonlóak a t₂₀₆ korokhoz. A szakirodalom (pl. MALÜSEV 1981) szerint a t₂₀₆>t₂₀₇>t₂₀₇/206 látszólagos kor sorrend (átlagok: 649, 382, 255 m.év) elsősorban egykori uránkihordást (uránvesztést) jelez, de ólombehordás (felvétel) is lehetséges és a két folyamat eltérő időben is végbemehetett. A $^{207}\text{Pb}(r)/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}(r)/^{238}\text{U}$ konkordia diagramból az ércesedés valós kora nem vezethető le; az értékpárok a konkordia görbétől balra – a görbe fölött – pontthalmazt alkotnak.² Az U– $\Delta^{206}\text{Pb}$ és a $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izokronok egymáshoz hasonló t₂₀₆ kort adnak; a $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, a $^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ és a $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izokronok között a kordiszkordancia és korszorrend fennmarad, így az izokron korok is látszólagosak (9. ábra).

Kísérleti adatok tanúsítják, (KOSZTOLÁNYI 1993), hogy az uránvesztés – különösen szulfátos közegben – a ^{207}Pb részarányának (és a t₂₀₇ kornak) a csökkenésével jár. Esetünkben ez oly mérvű, hogy a t₂₀₆/t₂₀₇ izokron „kortalanná” válik.

1 $\Delta^{206}\text{Pb}$: A mintában elemzett ^{207}Pb at. % és a $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ háttérhányados szorzatát kivonjuk a mintában elemzett ^{206}Pb at. %-ból. U–Th-ércenél a ^{208}Pb at. % és a $^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$ háttérhányados szorzatát vonjuk ki a mintában elemzett ^{206}Pb at. %-ból.

2 Ezért nem is mellékeljük



9. ábra. A fertőrákosi U (Th, RF) érc U-Pb, Pb-Pb, és Th-Pb izokronjai (A-D), valamint az urán és a radiogén ^{206}Pb korrelációi. (E-F). Jel magyarázat: Izotópszínkép adatok: fekete pontok - U(Th) érc; üres körök - U-Th érc. Tömegspektrométeres adatok: pontos körök

Fig. 9. U-Pb, Pb-Pb, Th-Pb isochrons (A-D) and correlations of U-radiogenic ^{206}Pb contents (E-F) of U (Th, REE) -ore, from Fertőrákos. Legend: Isotope spectral data: black points - U(Th) ore; barren circles - U-Th ore. Mass spectrometric data: circles, around points

Az uránvesztesség mértékét becsülhetjük a $^{206}\text{Pb}(r)$ többletből, ha ismerjük az ércesedés valós korát és az uránvesztés idejét, ill. időtartamát. Figyelembe véve a $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, az Io/U , valamint a Ra/U arányokat, az uránvesztés – eltekintve a hipergén áthalmazódásoktól – a jelenkorban nem folytatódott, ill. a felvétel és kilúgzás közel egyensúlyban volt ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1,02-0,6$; $\text{Io}/\text{U} = 1,15-0,59$; $\text{Ra}/\text{U} = 1,12-0,56$).

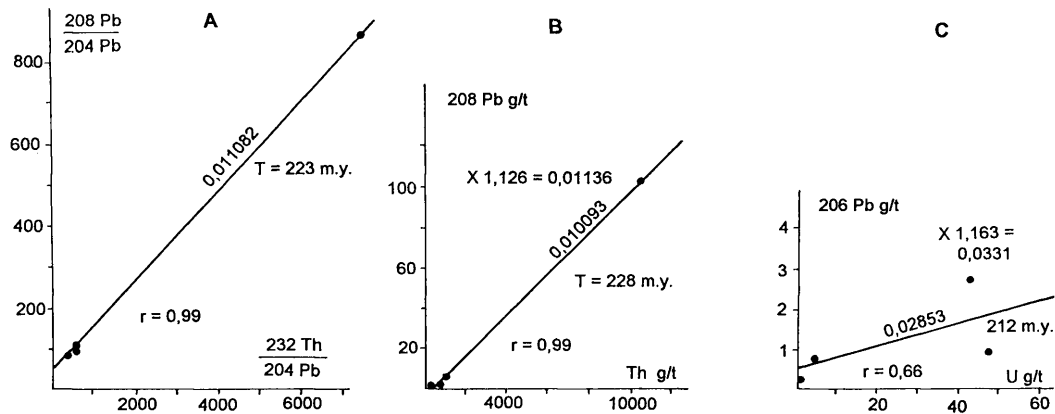
A többleturán jelenléte az ércben a diaforézis két-, vagy több fázisa közlé lehet. Ha ez az időintervallum rövid volt, úgy az egykori U-tartalom a jelenleginél nagyságrenddel is nagyobb lehetett. A későbbi U-vesztéssel nem érintett övezetekben – ha voltak ilyenek –, ezt az U-többletet ma is feltételezhetjük. A radiogén ólomtartalmak egy része független az urántartalomtól. (A 9. ábrán nagy szórás, ill. vízszinteszen vagy függőlegesen sorakozó adatpárok). Ez az ércesedés szóródási udvarára jellemző, izotópszелеktiv ólomfelvételre utal.

Az ércesedés időbeliségét vizsgálva, célszerű azt a hordozó kőzetek korához és átalakulásaihoz illeszteni. A meddő kőzetek "háttér"-izotóppozsztételéből (58 elemzés) számolható diszkordáns, látszólagos korok sorrendje éppen fordított mint az ércéké; $t_{206} < t_{207} < t_{207}/206$. (A 2500 m. évnél nem idősebb korokat átlagolva: 1019, 1568, 1624, ill. a t_{208} 1531 m. év.) Ez azt jelenti, hogy a meddő kőzettömeget nem érintette az ércre jellegzetes uránvesztés, e folyamat – hasonlóképpen magához az ércesedéshez – a fellazult, diaforitosis övekre korlátozódott.

A VSZEGEI (Szövetségi Földtani Int., Leningrád) Rb/Sr koradatai szerint a progresszív metamorfózis kőzetalkotó ásványosodásai 380–250 m. évesek. KOVÁCH Á., SVINGOR É. (1985) Rb/Sr izokronjai – a Wechsel metamorfózisával egyezően – 359±10 és 285±20 m. évesek; a K/Ar koradatai szerint a progresszív metamorfózis alsó időbeli korlátja >250 m. év. Az idős biotit 220, a leukofillit 219±5 m. éves. A retrográd metamorfózis maximális kora 124±12 m. év, de ~80–100 m. évet átfogó időköz. Ezen belül pl. a biotitpalák új biotitjai 84±12, ill. 92±10 m. évesek. Ebbe a képbe a füzesárok-házhegyi Th-RF ércesedés $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ izokronjának és egy Th-ban dús ércmintának 223 m. éves t_{208} kora a progresszív metamorfózist követő legmagasabb hőmérsékletű prealpi-kora-alpi diaforéziséhez kapcsolódó pegmatitos?-pneumatolitos ércfázisként illeszkedik (IX. táblázat, 10. ábra).

A fertőrákosi U (Th, RF) ércesedésnél (a VIII. táblázatban „a”-val jelzett tömegspektrométeres és az izotópszínkép adatokból külön-külön szerkeszthető) t_{208} izokron korok 65, ill. 221 m. évesek (9d. ábra). A látszólagos t_{206} és t_{207} izokron korok (390 és 283 m. év) a (herciniai)-varisztikus progresszív metamorfózis kezdeti- és fő idejére esnek. Négy tömegspektrométeres elemzésből szerkeszthető t_{206} és t_{207} izokron korok (150 és 224 m. év; szaggatott izokronok a 9. ábrán) az adatpárok szoros korrelációja ($R = 0,99$) ellenére sem megbízhatóbbak – feltétel nélkül – az izotópszínképhez tartozóknál, mivel több hibaforrás összegeződhet. (Pl. az előkészítésnél a bonyolult kioldás és dúsítás során szelektív Pb-izotóp dúsulás; továbbá az ólomforrás itt sem monominerális, hanem kőzet volt.)

A mikroszkópi kőzetszöveti kép szerint az urános apatit a diaforézis fiatal alpi ásványosodásaihoz tartozik, az apatit legfiatalabb átkristályosodásai pedig az uránvesztéses fázist képviselik. Feltehetően az uránvesztés fő forrásai az



10. ábra. A Házhegy-füzesárok Th-RF érc Th-Pb izokronja, és a tórium-radiogén ^{208}Pb (B), valamint az urán-radiogén ^{206}Pb tartalmak korrelációi (C)

Fig. 10. Th-Pb isochron (A), and correlations of Th-radiogenic ^{208}Pb (B), and U-radiogenic ^{206}Pb (C) contents of Th-REE-ore, from Házhegy-Füzesárok

önálló, elsődleges U-ásványok voltak. Az U-ércesedés és U-vesztés 223 m. év és 65 m. év közötti széles – mintegy 150 m. éves – időintervallumon belül az U–Th–RF tartalmú apatit kristályosodás maximális kora a másodlagos biotitképződés lezárulása (84 ± 12 m. év) lehet. A másodlagos hipergén uránásványosodás (metaautunit) kora legalább 22 m. év. (A VIII. táblázat 1154 és 1154a jelű mintái.)

A vázoltakból megállapíthatjuk, hogy a jelenlegi radiogén ólom- és U–Th tartalmak viszonyából a fertőrákosi U-ércesedés exakt radiometrikus kora nem vezethető le; de nagy valószínűséggel következtethetünk jelentős U-vesztésre.

Az ércesedések forrásai

Minden hasonló jellegű ércesedés genetikájának elemzése során óhatatlanul felmerülő, és többnyire megválaszolatlan kérdés, hogy honnan származnak a metasomatizáló és ércesítő oldatok, ágensek. Ez a világszerte vitatott és elentmondásos probléma a Sopron környéki kutatásoknak már a kezdeti szakaszában is elemző megfontolásokra készítetett (BARABÁS A. 1970). Rámutatott, hogy nem szükséges közvetlen magmás forrást keresnünk, de kizárnunk se; az a megfigyelésekre hozzáférhetetlen mélységű is lehet, továbbá a különleges elemtársulások végső képei metamorf elem mobilizációt jeleznek, amelyhez az elsődleges forrás éppúgy lehet magmás, mint üledékes elemkészlet áthalmozása. Így a foszfor lehetséges forrásaiként bázikus magmatermékekből (az esetben bőségesek a bázisos magmaműködés képződményei: amfibolitok, amfibolpalák) vagy üledékes „foszforitos–foszforitgumós” rétegekből származó progresszív metamorf vagy diaforitos kioldást, migrációt és újra dúsulást (metaszomatózist) jelölhetjük meg. Az utóbbi hidrotermális körülményeire utalnak a lapokban gazdag, táblás-izometrikus apatitszemcsék. A hidrotermás és magasabb hőmérsékletű U–Th–RF és szulfidos ércindikációk feltételezett forrásaiként a metamorf mobilizáció vagy kevert magmás–metamorf elemforrás látszik a legelfogadhatóbbnak. Erre utal a mozgásba hozott elemtársulások gazdagsága, változékonysága és a szokatlan, geokémiaileg egymástól idegen elemkombináció, a rétegösszlet polimetamorf jellege.

Az ércesedés teleptípusa

Ha a fertőrákosi ércesedés teleptani–genetikai rendszerbe illesztésének lehetőségeit vizsgáljuk, a hasonló képződésű előfordulások közös vonásaként legnyilvánvalóbbnak a Na-metaszomatózis tűnik. Viszont az utóbbival kapcsolatos uránércesedési típusoknak ezideig nincs mindent átfogó rendszerezése.

BELEVCEV, ZSUKOV és ZSUKOVA (1980) a metamorfogén U-érctelepek rendszerezésében megkülönböztetett ércformációk közül a Na-metaszomatózissal érintettek (Fe–U, RF–U, Na–U) prekambriumi kristályos kőzetekben prekambriumi ércesedések. A Fe–U-formáció (pl. Krivoj-Rog, Ukrajna) közepes hőmér-

sékletű (450–600°C) epidot–amfibolitos metamorf fáciesben jelenik meg a kovás, oxidos vasérc mellett karbonát és uraninit ásványosodással; magas hőmérsékletű (650–1000°C) amfibolitos–granulitos fáciesben az RF–U formáció (pl. Mary Katheleen, Ausztrália) allanit (ortit)–uraninit ásványosodással. Ultrametamorf kőzetekben gránitosodás utáni a pegmatitos ércformáció: Ti–Tl–Nb ásványok uraninittel (pl. Bancroft, Kanada) és legjellegzetesebb a Na–U ércformáció: albit–uraninit–urántitanátos ásványosodás (Beverlodge, Kanada, Eldorado körzet, Ace és Fay bányá). Az utóbbi albitit-metaszomatitját hívják "eiszitnek".

Az ércesedett kőzetek mindenütt kataklázosak, milonitosodtak, albitosodtak és változó mértékben epidotosodtak, kloritosodtak, hematitosodtak, kovásodtak, riebekitesedtek, apatitosodtak, szulfidosodtak. Az alacsony hőmérsékletű Na–U ércformációban az ércképző folyamatok négy hőmérsékleti szakaszát különböztetik el: korai szakaszt (>400°C) K-metaszomatózissal (mikroklinesedés); Na (alkáli)-metaszomatózissal (200–400°C) metaszomatikus albitittal; a Na–U-érces-, karbonátos metaszomatózissal (120–300°C) kevés albittal, karbonáttal, sötét alkáli ásványokkal és U-ásványokkal; zárószakaszként (120–140°C) kvarc, karbonát és szulfidásvány erekkel.

OMELJANYENKO (1971) négy fő érckészítő kőzetátalakulási típust különböztet meg, önálló hidrotermális formációként: argillitesedés, berezitesedés, K-metaszomatózis és Na-metaszomatózis (eiszitek). Szerinte az alacsony hőmérsékletű metaszomatitok sokféle ércesedést kísérnek, de a Na-metaszomatózishoz kivételesen csak U-lelőhelyek kapcsolódnak, ahol a szulfidok csak kísérő ásványosodások.

PLJUSCSEV rendszerezése (1975, szóbeli közlés) az alacsony hőmérsékletű argillitesedést, berezitesedést és az alacsony hőmérsékletű albitosodást (albit, klorit, hematit, arschinovit, apatit, kvarc, szericit) tartja perspektivikusabbnak, szemben a magas hőmérsékletűvel (albit, riebeckit, egirin, malakon, apatit).

CSERNYECOVA (1972) viszont a Na-metaszomatózissal kapcsolatos magasabb hőmérsékletű ásványosodásokat – naszturánnal és U-titánattal – tartja fontosabbnak. Az alacsony hőmérsékletű együttesek közül kettőt emel ki: 1. kvarc + albit + karbonát ± apatit + klorit + molibdenit + naszturán; 2. kvarc + albit + klorit + kalcit + naszturán + szulfidok és arsenidok.

Egyezőek a vélemények abban, hogy az albitosodás és az U-ércesedés egyetlen folyamat különböző fázisai és az albitosodás ércesedés előtti fázisként jelenik meg. Az U-ásványosodás az albitokban nem azért történik, mert ott albit van, hanem azért, mert az albitokban fiatalabb tektonikai mozgások is voltak. Az U-ércesedés a metaszomatikus testek középső zónáiban lokalizálódik, mivel a hosszú életű tektonikai zónában a mozgások a centrum irányába csillapodnak. Ha elmaradnak a tektonikai mozgások kiújulásai és a velük kapcsolatos albitit breccsásodás, valamint hidrotermális oldatbehozatal, akkor „tisztá” albititet kapunk, amelyben az U-ásványosodásnak nyomain sincsenek. Az albitosodott zónák méretei általában sokszorosan nagyobbak az ércetek méreteinél.

Geokémiai kapcsolat az albitosodás és az U-ércesedés között abban az esetben nyilvánul meg, ha a migráló oldatok Na-uranil-karbonát komplex ionokat szállítanak. Mindebből arra következtethetünk, hogy a fertőrákosi U–Th–RF-érc-

sedésnek – jelenlegi ismereteink szerint – nincs irodalomból ismert ércgenetikaitelep-tani analógja. A meglévő adatok alapján az alacsony hőmérsékletű Nametaszomatitokkal (eiszttitekkel) kapcsolatos valamilyen, – esetleg új – metasomatikus, hidrotermális változatra gondolhatunk, U–Th–RF-tartalmú ércsvány társulással, jelentős foszfáttartalommal, pirites–arzenopirites környezetben polimetallikus–szulfidos kísérő ércesedéssel.

Uranium–thorium–rare earth mineralizations in the crystalline schist series, Fertőrákos, Sopron Mts, NW-Hungary

U(Th, REE) and sulphide ore indications were discovered by surface and drilling prospections in the years 1969–1976, NE to Sopron, along the Austrian–Hungarian border, – within the Fertőrákos–Mörsbisch crystalline schist series.

Geochemical background of the ore-forming processes.

The schist serie is built up by amphibolites and phyllitic mica-schist with graphitic schists, pegmatoids, gneiss-, marble-, quartz-lens intercalations (Variscan progressive metamorphism, in the upper part of epidote- amphibolite- or lower part of amphibolite facies).

The sequence under went strong diaforitic effects during the Alpine geotectonic phases, resulting in widespread element mobilization (Fe, Cu, Pb, Zn, Ni, As, Ti, P, Mo, Sb, Co, Th, U, REE) and new mineralizations, characterized by more steps (chloritization, sericitization, turmalinization, albitization, apatitization). The U–Th–REE accumulations \pm sulphide minerals are characteristic for the feldspar-bearing mica-schists, (Figs. 1, 2), while the sulphide ore mineralizations are typical for the amphibolites, amphiboleschists, and their contacts with the mica-schists. (Fig. 3). The ore bearing rocks are schistose or compact, grey, greenish-grey, dark-grey or black in colour, having diaphoritized, and strongly altered cataclastic–blastocataclastic–metasomatic textures in the mylonitic zones. The ore minerals appear in the matrix and/or as veinlets and disseminations. The time of albitization can be put before the ore-forming processes (old albite), or after them (young albite); so the correlation between ore-forming processes and albitization is indirect. The U–Th–REE accumulations are accompanied by pyrite, marcasite, arsenopyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, rutile, titanite and radioactive epidote (Plates I–V).

U-TH-REE (bearing) minerals

On the base of close correlations between P_2O_5 , U, Th and REE contents (Figs. 4-6) the apatite is the main ore bearing mineral. However the apatite content itself cannot cover the U-contents 800 ppm. The high U-contents can be explained by independent U-minerals. Likewise the apatite cannot be exclusive bearing mineral for the REE and Th contents.

Low-grade U-Th content of apatite gives equal α -track dispersion, while the uraniferous and U or Th minerals give sharply radiating foci, depending on their concentration and shape. (Plates I-IV). The U-bearing apatite occurs as well-crystallised, fine-grained aggregates; its recrystallisation causes loss their U-content. It is proved to be fluorapatite by IR-spectra and X-ray diffraction data. The majority of U-minerals can be found in the albitized mica-schists, outside the apatite lenses, but in their close surroundings. Intergrowths with sulphides – mainly pyrite-marcasite – are widespread. Exact identification of U-minerals can be hardly performed, because of their fine-grain size and bad separability (e.g. by heavy liquids), more over their partially amorphous state proved by X-ray. Based on optical and X-ray diffraction data (Table III) the U-oxides (uraninite, „pitchblende”, „U-black”) can be clearly determined, and very probable is the presence of the U-Ti-oxides: brannerite, davidite?, moreover that of uranates: clarkeite, curite and that of U^{4+} -silicate: coffinite. Uraniferous Ti-minerals (titanite, rutile) and zircon varieties (malacon-zirtolite) is also likely. Near the surface in apatite-chlorite schists – opened up by trenches – secondary uranyl-phosphates: meta-autunite and probably saléeite were segregated as impregnations and coatings (Fig. 1., Table IV., Plate IV. 3.). Their euhedral crystals contain U-oxide-uranate remnants. Spectrum of REE contents can be characterized by Y-Yb peak, opposite of the spectrum of REE-Th ore, which has La-Ce peak, (Table II., Fig. 7).

The sulphide mineralization and its phases

Polymetallic assemblages of the sulphide mineralization are composed of the following polyphase generations, characterized by high and lower hydrothermal temperatures:

1. Arsenopyrite-pyrite, \pm Co-Ni-arsenides, pyrrhotite
 2. Pyrrhotite, \pm pentlandite?, chalcopyrite, arsenopyrite
 3. Pyrite-gelpyrite(melnicovite)-marcasite-Fe-sphalerite-chalcopyrite, \pm pyrrhotite, cubanite?, hauchecornite?
 4. Pyrite-Fe-sphalerite(marmatite)-galena
 5. Pyrite-gelpyrite-marcasite, \pm pyrrhotite, arsenopyrite, chalcopyrite, millerite?
- 5a. 5. phase, \pm U, (Th, REE), Ti-(Fe)-ore minerals

Minerals of the early, high temperature phases (1–2) frequently occur near the U-anomalous zones too, as accompanying minerals in the low temperature "pure" pyritic phase (5–5a).

The sulphide and U(Th, REE) accumulations can be regarded as products of unified process (diaphtoresis), so trace elements of each phase (1–5) show only quantitative differences: main and trace elements being inverted, but the U(Th, REE)–P accumulations appear nowhere in the pure sulphide (1–4) assemblages. (Fig. 8., Tables VI–VII., Plates VI–XII).

The arsenopyrite (Plate VI) occurs as euhedral–idioblastic aggregates and microveinlets in the biotitized quartz–mica–schists and albitites. The arsenopyrite may be optically anomalous and has Co–Ni surplus.

Pyrrhotite can be found as fine-grained disseminations of preferred orientation along the schistosity of diaphtorized amphibolites and microveinlets, mostly together with chalcopyrite. A variety rich in Ni also occurs (Plate VII).

The compact copper-, iron-, zinc ore (Table V., Plates VIII–X) has taken place at the contact of strongly diaphtorized feldspate bearing mica–schists and amphibolites–amphibol schists (Fig. 3). Its main mass consists of at least two-phased iron–disulphide; which are replaced by chalcopyrite and marmatite (Fe–sphalerite), forming mutual exsolutions in each other and in the pyrrhotite. Cubanite, hauchecornite, ajoite also might be presumed, based on optical and X-ray data.

The galena–sphalerite–pyrite assemblage (Plate X. 3–5) can be noticed as euhedral–idioblastic disseminations, oriented along the schistosity, in diaphtorized phillitic mica–schists. The pure pyrite–marcasite phases enhance the mylonitized–cataclastic textures (Plate XI). Accessory ore minerals: antimonite, molybdenite have also been proved (Plate XII. 4). Sulphide ores appear outside the Fertőrákos Series: e.g. in the Sopron Crystalline Series bornite and chalcopyrite with covellite margins can be found, in traces. In another place pyrite crystals are successively replaced by iron–oxyde–hydroxide minerals (Plate XII. 1–4).

Geochronology of ore-forming processes

The Pb-isotope compositions, U–Pb-isotope ratios (Tables VIII–IX) and isochrons (Figs. 9–10) suggest Variscan age for the progressive metamorphism (390–225 m.y.). The Th–REE ore (Házhegy–Füzesárok district) can be connected to the highest temperature pre – or early – Alpine phase (223 m.y.) of the retrograde metamorphism (diaphtoresis), while the U(Th, REE) ores of Fertőrákos area – owing to the following diaphtoritic actions of younger Alpine phases, are ranging on a wide scale (~150 m.y.). Presumable, a considerable U-loss were resulted in/during the final phases of diaphtoresis (~65 m.y.). Minimum age of the secondary meta-autunite may be 22 m.y.

Ore genesis

Exact classification of the ore deposit considered before is regarded as uncertain. Upon the analogues it could be one of the metasomatic–hydrothermal variety (perhaps new one) of low-temperature Na-metasomatism, connecting „aceites”. As for the sources of ore-forming elements the metamorphic mobilization or mixed magmatic–metamorphic source seems to be the most acceptable.

Irodalom – References

- BARABÁS A, (1970): Gondolatok a Sopron környéki U–Th–RF dúsulások keletkezéséről. Kézirat, MÉV (Mecseki Ércbánya Vállalat)
- BELVECEV, Ja.N., ZSUKOV, F. I., ZSUKOVA, A. M. (1980): Metamorfizm i uranove rudoobrazoványie. In: Geologija i genezisz mesztorozsgyenyij urana v oszadocsnüh i metamorficseszkih tolscah, 158–255. Nyedra, Moszkva
- CSENYCOVA, K.N. (1972): Informacionnütjetset po mineralogii radioaktivnüh anomalij Sopronszkih Gor i Bjukszentkereszta. Kézirat, MÉV
- DOBRECVOV, N.L., SZOBOLJEV, V Sz., HLESZTOV, V.V. (1972): Facii regionalno metamorfizma ume-rennüh davlenij. Izd. Nyedra, Moszkva
- FAZEKAS V. (1975): Kutatási jelentés az Fr–1004. sz. mélyfúrás anyagvizsgálati eredményeiről. Kézirat, MÉV
- FAZEKAS V. (1976): A fertőrákosi kristályos alaphegység ásványkőzettani jellemzése. Kutatási zárójelentés, kézirat, MÉV
- 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, 105/3, 297–308. (in Hungarian with English summary).
- FAZEKAS V., KÓSA L., VINCZE J. (1972): Szulfidos ércesedés a fertőrákosi palasziget területén. MGE előadás, kézirat, MÉV
- FAZEKAS V., VINCZE J. (1975): Kutatási jelentés az FR–1013. sz. mélyfúrás anyagvizsgálati eredményeiről. Kézirat, MÉV
- FAZEKAS V., VINCZE J. (1976): A fertőrákosi kristályos alaphegység U, Th, RF ércesedésének ásványtani és genetikai vonásai. Kutatási zárójelentés, kézirat, MÉV
- FÜLÖP J (1990): Magyarország geológiája. Paleozoikum I. A Magyar Áll. Földt. Int. kiadása.
- GRECSINYIKOV, N.P. (1974): O pricsinah szvjazi uranovovo orugenyija sz natrievümi metasomatyitami – Geol. zs. 1974 No–1., 75–84.
- KISHÁZI P., IVANCSICS J. (1987): Újabb adatok a Sopron–könyéki leuchtenbergit tartalmú metamorfitek keletkezésének problematikájához. (Contribution to the problematics of the origin of leuchtenbergite-bearing metamorphics in the Sopron area) – Földtani közlöny, 117/1, 31–45.
- KISS J. (1982): Ércteleptan I–II. Tankönyvkiadó, Budapest.
- KÓSA L. (1968): A Soproni hegység uránkutatásának felújítása (19. sz. tématerv). Kézirat, MÉV.
- KÓSA L. (1973): A Soproni hegység kőzeteinek izotóp koráról. Kézirat, MÉV.
- KÓSA L. (1976): A fertőrákosi metamorfitek komplexum földtani felépítése. (Egyet. dokt. ért.). Kézirat, ELTE.
- KÓSA L., MAJOROS Gy. (1973): A Soproni-hegységben végzett földtani kutatások helyzete, különös tekintettel a hasznosítható anyagokra. Kézirat, MÉV.
- KÓSA L., FAZEKAS V. (1981): A fertőrákosi kristályos pala öszlet földtani–kőzettani felépítése. (Geologisch-petrographischer Aufbau des Kristallinen Schieferkomplexes von Fertőrákos, Sopron Gebirge, Westungarn) – Földt. Közl. 111/34, 424–452 (in Hungarian with German summary).
- KOSZTOLÁNYI K. (1993): A radioaktív egyensúly megbomlásának következményei az U–Pb módszerrel végzett kormeghatározások eredményeire. (Consequences of radioactive unbalance for U–Pb radiochronometry) – Földt. Közl., 123/3, 283–298 (in Hungarian with English summary).

- KOVÁCH Á., SVINGOR É. (1985): A Rb–Sr age study of crystalline rocks in the Sopron Mountains, Western Hungary Proc. Reports XIIIth Congress Carpatho-Balkan Geol. Assoc., Part I, 383–384. Cracow.
- LELKESNÉ FELVÁRI Gy., SASSI, F.P. (1983): A magyarországi prealpi metamorfítok kialakulásának vázlat. (Genetical outlines of the Pre-Alpine metamorphisms in Hungary) – Földt. Int. Évi Jelentése 1981-ről, 449–466.
- OMELJANYENKO, B.I. (1972): K voproszu o formacijah i facijah nizykotemperaturnüh okolorudnüh metaszomatitov. Szbornyik "I-j Mezsduarodnüh geohim. kongressz", T. 3, kn. 1. Moszkva.
- PETRASCHKEK, W.E. (1977): Die geologische Stellung der U-Erzlagerstätten in Österreich – Berg u. H. Monatsh. (H. 8).
- TUGARINOV, A.I. (1963): Uran v metaszomatyicseszkih processzah. In: Osznovnüe csertü geohimii urana., 110–138. Izd. Akad. Nauk, Moszkva.
- VENDEL M. (1969): Vélemény Kósa László geológusnak a "Soproni hegység uránkutatásának felújítása" c. tanulmányáról. Kézirat, MÉV.
- VINCZE J., FAZEKAS V. (1985): Rf- és tórium tartalmú ásványparagenézis kristályos palában (Sopron). In: "Magyarország ásványai". (2. átdolg. kiadás; szerk. MEZŐSI J.). Akad. Kiadó, Budapest., 515–518.
- VINCZE J., FAZEKAS V. (1985): Urán-tórium-ritkaföldfém és szulfidos ásványparagenézis (Fertőtörkos). In: Ibid. 519–523.
- VINCZE J., ELEK I. (1987, 1988): Izotópgeokémiai uránérckutatás. Kutatási jelentések, kézirat, MÉV.
- WEDINGER I. (1975): Komponens analízis alkalmazása bonyolult földtani (üledékes-metamorf) kifejlődésű területek ércgenetikai viszonyai felderítése esetében. (Application of component analysis to explore the ore-genetical conditions of areas of indicate geological (sedimentary-metamorphic) structure – Földtani Kutatás XVIII/4, 11–16 (in Hungarian with English summary).
- WIESENEDER, H. (1962): Die alpine Gesteinsmetamorphose am Alpenostrand. – Geol. Rdsch., Bd. 52. pp. 238–246.
- WIESENEDER, H. (1971): Gesteinsserien und Metamorphose in Ostabschitt der Österreichischen Zentralalpen – Verhandlungen der Geol. Bundesanstalt. Heft. 2. 344–354. Wien.
- ZEFIROV, A.P., POLIKARPOVA, V.A. (1972): Hét darab minta ásvány-kőzettani vizsgálata a "Bauxit" vállalattól. (Mineralogo-petrograficseszkoe izucsenyije szemi prob sz predpriyatija "Bokszit"). A SZU Tud. Akad. 2. sz. Tudományos Kutatóintézete jelentése. Kézirat, MÉV.

A kézirat beérkezett: 1997. III. 10.

Táblamagyarázat – Explanation of plates

I. tábla – Plate I

1. Finomszemcsés apatitsáv (felül) albitosodott kvarc–sericit–(muskovit) palában. Makrofelvétel vékonycsiszolatról, áteső fényben. $N = 5X$. (A + -ek a radiográfiához tartozó azonosító jelek)
Fine grained apatite band (above) in albitized quartz–sericite–(muscovite) schist. Macrophoto of thin section, in transmitted light. $M = 5X$. (The black crosses are marks for positions of alpha-autoradiograph)
- 1a. A vékonycsiszolathoz tartozó α -nyomdetektoros autoradiográfia, Kodak LR-115 filmről. Az apatitsávot finom és sűrű nyomeloszlás jellemzi (felül), míg a kvarcsericitpalában az éles sugárzó göcök U-ásványokat jeleznek
Alpha-autoradiograph belonging to the thin section. The apatite-band is characterised by equal and dense of tracks, (above), while the sharply radiating focal points refer to U-minerals in the quartzsericite schist
2. Az apatitos mező részlete, a hozzá tartozó α -nyomdetektoros radiográfiával (2a). Mikroszkópi felvétel áteső fényben, $N = 40X$
Detail of apatite-field, with its alpha-track-etch radiograph (2a). Microphoto in transmitted light. $M = 40X$

II. tábla – Plate II

1. U és Th tartalmú hatszögű-izometrikus apatit kristállymetszetek az α -nyompályák radiográfiájával. Vékonycsiszolatról mikroszkópi felvétel, áteső fényben, $N = 880X$
U and Th-bearing hexagonal-isometric apatite-crystal sections, with the fission-fragment channels, exposed on nuclear alpha emulsion. Microphoto of thin section, in transmitted light. $M = 880X$
2. U-tartalmú apatitmezőben U-tartalmú cirkon (malakon) kristályok (Zr), klorit (Chl) és opak „uránkorom”-uranát–metaautunit kitöltésű mikroerecske az α -nyomok radiográfiájával. Vékonycsiszolat mikroszkópi felvétele áteső fényben, $N = 440X$
Small uraniferous zircon (malakon) crystals (Zr) and chlorite (Chl) in U-bearing apatite fields and opaque micro-veinlet, filled with „uranium-black”, uranate, meta-autunite, completed by the fission-lines of α -radiation. Microphoto of thin section in transmitted light, $M = 440X$
3. Thorianit(?) kristályok (opak) U-tartalmú apatit mezőben, az α -nyompályák radiográfiájával. Vékonycsiszolat felvétele áteső fényben, $N = 880X$
Thorianite(?) crystals (opaque) in the U-bearing apatite field, with the fission tracks of alpha-radiation
4. Urántartalmú titanit (szfén) kvarc–muskovit palában (4a) és α -nyomdetektoros autoradiográfiája (4b). Mikroszkópi felvétel áteső fényben, $N = 64X$
Uraniferous titanite (sphen) in quartz–muscovite schist (4a) and its alpha-track-etch radiographs (4b). Photomicrograph, in transmitted light. $M = 64X$

III. tábla – Plate III

1. Brannerit típusú U-titanát (opak, a szélén áttetsző, szabálytalan alakú, vagy tús-léces kristálykák) foltos-sávós albit-klorit kőzetben. Mikroszkópi felvétel vékonycsiszolatról áteső fényben. N = 64X
Brannerite type U-titanate (opaque, translucent at the edges, irregular shaped or acicular lathed crystallites) in spotted-banded albite chlorite rock. Photomicrograph of thin section in transmitted light. M = 64X
2. Rutil kiválások apatitos U-ércben. Fehér – kvarc, szürke – apatit + klorit, fekete – rutil. Vékonycsiszolat mikroszkópi felvétele, 1 nikol, N = 40X
Rutile in apatitic U-ore. White – quartz, grey – apatite + chlorite, black – rutile. Photomicrograph of thin section, with single nicol. M = 40X
3. Rutiltű halmazokban apró opak U-titanát ásványok (brannerit?, 3a), amelyek helyét az α -magemulziós radiográfián élesen sugárzó göcök jelzik (3b). Mikroszkópi felvétel áteső fényben, N = 63X
Small opaque U-titanate minerals (brannerite?) mixed in rutile needle aggregates (3a), which places are indicated by sharply radiating focal points, exposed on alpha nuclear emulsion radiograph (3b). Photomicrograph in transmitted light. M = 63X

IV. tábla – Plate IV

1. „Pókhálóserű” pirit mikroérhálózat apatitos U-ércben. Ap – U-tartalmú apatit, fehér – metasomatikus albit + másodlagos kvarc, fekete – pirit. Vékonycsiszolat mikroszkópi felvétele áteső fényben, 1 nikol, N = 40X
„Cobweblike” pyrite microveinlet network in apatitic U-ore. Ap – U-bearing apatite, white – metasomatitic albite and secondary quartz, black – pyrite. Photomicrograph of thin section in transmitted light, with single nicol. M = 40X
2. Szulfidok (fehér, részben tús) összenövésai naszturánnal (szürke). Polírozott vékonycsiszolat mikroszkópi felvétele ráeső fényben. N = 500X
Intergrowth of sulphide (white, partly eicicular) with pitchblende (grey). Photomicrograph of polished thin section, in reflected light, M = 500X
3. „Uráncsillámos” ásványosodás megjelenése apatitklorit palában:
Manifestations of „U-mica” mineralization in apatite-chlorite shale:
- 3a. bevonatként (kivirágzásként) a kőzet felületén (lumineszcens makrofelvétel UV fényben; a természetes nagyság 1/4-e)
coating („flowering”) on the surface of rock (luminescent macrophoto in UV light, 1/4 of natural size)
- 3b. a kőzet belsejében (szeletelt kőzet lumineszcens makrofelvétele, UV fényben; természetes nagyság 1/2-e)
inside of the rock (luminescent macrophoto in UV light of the sliced rock, 1/4 of natural size)
- 3c. félig átlátszó metaautunit, uránát és „uránkorom” reliktumokkal, (az α -magemulziós radiográfiával egyesített mikroszkópi vékonycsiszolat felvétel, áteső fényben, N = 880X)
half-translucent metaautunite, with uranate and „U-black” relicts; photomicrograph of thin section, unified with the α -nuclear emulsion radiograph in transmitted light, M = 880X

V. tábla – Plate V

1. „Radioaktív epidot” kloritosodott földpátos csillámpalában, pleokróos udvarral. Vékonycsiszolat mikroszkópi felvétele, 1 nikol, N = 100X
„Radioactive epidote” with pleochroic halo, in feldspathic micaschist. Photomicrograph of thin section, with single nicol. M = 100X
2. Proklorit fészék albititban klinozoitokkal. Vékonycsiszolat mikroszkópi felvétele. 1 nikol, N = 63X
Prochlorite „nest” in albitite, with clinzoisite inclusions. Photomicrograph of thin section with single nicol, M = 63X
3. Félig opak, regenerált U-ásvány kiválások pleokróos udvarral, kloritban. Vékonycsiszolat mikroszkópi felvétele. 1 nikol, N = 63X
Half-opaque regenerated U-minerals with pleochroic halos, in chlorite. Photomicrograph of thin section, with single nicol, M = 63X
4. Radioaktív zárványokkal sűrűn telehintett biotit, apatitos U-ércben. Vékonycsiszolat mikroszkópi felvétele. N = 63X
Biotite with dense dissemination of radioactive xenoliths, in apatitic U-ore. Photomicrograph of thin section, M = 63X
5. A rutilhoz hasonló habitusú brannerit típusú Fe-Ti-U-ásványok pleokróos udvarral, biotitban. Vékonycsiszolat mikroszkópi felvétele. 1 nikol, N = 100X
Brannerite type Fe-Ti-U-minerals having rutile-like habit and pleochroic halos, manifested in biotite. Photomicrograph of thin section with single nicol, M = 100X

VI. tábla – Plate VI

1. Kvarc-albit kőzetben hullámosan préselt biotitsávok mentén irányítottan néhány mm-es idiomorf arzenopirit hintés. Polírozott csiszolat, természetes nagyság
Euhedral arsenopyrite dissemination of a few mm size, oriented along the biotite-bands in undulatory pressed quartz-albite rock. Polished section, in natural size
2. Idiomorf arzenopirit hintés kvarcitban. Polírozott csiszolat, természetes nagyság
Euhedral arsenopyrite dissemination in quartzite. Polished section, natural size
3. Kvarc-albit-muskovit összetételű kataklázos kőzet: – valószínű átalakult pegmatoid, – arzenopirittel (fekete), amelyet kalcit szegélyez. Vékonycsiszolat mikroszkópi felvétele 1 nikollal, N = 40X
Cataclastic rock, having quartz-albite-muscovite composition – probable altered pegmatoid – with arsenopyrite (black), with calcite edge. Photomicrograph of thin section, with single nicol, M = 40X
4. Idiomorf arzenopirit kristállyemzettek kalcittelérben. Ércmikroszkópi felvétel, N = 100X
Euhedral arsenopyrite crystals in calcite streak. Ore microscopic photo, N = 100X
5. Pirit-arzenopirit telér részlete. Ércmikroszkópi felvétel, N = 100X
Detail of pyrite-arsenopyrite micro vein. Ore microscopic photo, M = 100X

VII. tábla – Plate VII

1. Pirrhotin-pentlandit? összenövésai aktinollittal, kloritral, klinozoitokkal, diaforizált amfibolitban. Fekete – ércásványok. Vékonycsiszlati felvétel 1 nikollal, N = 64X
Pyrrhotite-pentlandite? intergrowth with actinolite, chlorite, clinzoisite, in diaphorized amphibolite. Black – ore minerals. Photomicrograph of thin section, with single nicol. M = 64X
2. Pirrhotin-kalkopirit szételegedés. Ércmikroszkópi felvétel, N = 160X
Exsolution of pyrrhotite-chalcopyrite. Ore microscopic photo, N = 160X
3. Kalkopirit + szfalerit (bal szélén fehér és szürke) és pirrhotin + pentlandit? szételegedések (középen: világosszürke és fehér). Ércmikroszkópi felvétel, N = 160X
Exsolutions of chalcopyrite + sphalerite (on the left edge: white and grey) and pyrrhotite + pentlandite? (middle: light grey and grey-white). Ore microscopic photo, M = 160X
- 4-5. Pentlandit? szételegedések pirrhotinban. (fehéresszürke és világosszürke). Ércmikroszkópi felvétel, N = 160X
Pentlandite? exsolutions in pyrrhotite (white-grey and light-grey). Ore microscopic photo, M = 160X

VIII. tábla - Plate VIII

1. Tömör Cu-Fe kovandérc, breccsás szövettel, több generációs ásványosodással. A sötét meddő törmelék: ásványtanilag összetett metasomatit. A különböző szürke tónusú cementáló anyag: gélpirit, markazit és kalkopirit. Polírozott kőzet makrofelvétele. Kb. természetes nagyság
Compact Cu-Fe-sulphide ore, with brecciated texture and a few generation of minerals. The dark barren detritus is a composed metasomatite. The cementing matter (grey tones) is composed of gelpyrite, marcasite and chalcopyrite. Macrophoto of polished rock. Natural size.
2. A tömör Cu-Fe kovandérc részlete: kalkopirit mezőben cseppalakú pirrotin szételegyedés. Ércmikroszkópi felvétel, N = 600X
Drop-shaped pyrrhotite exsolutions in chalcopyrite field. (Detail of the compact ore). Ore microscopic photo, M = 600X
3. Pirit kiszorítása kalkopirittal. Ércmikroszkópi felvétel, N = 100X
Replacement of pyrite by chalcopyrite. Ore microscopic photo, M = 100X
4. Albitosodott amfibolit karbonátosodott részét kalkopirit szövi át. Ércmikroszkópi felvétel, N = 100X
Carbonatized part of albititic amphibolite is penetrated by chalcopyrite network. Ore microscopic photo, M = 100X

IX. tábla - Plate IX

1. Kalkopirit-pirrotin mikrotelér részlet. Ércmikroszkópi felvétel, N = 100X
Detail of chalcopyrite-pyrrhotite microvein. Ore microscopic photo, M = 100X
2. Pirrotin. Ércmikroszkópi felvétel, N = 160X
Pyrrhotite. Ore microscopic photo, M = 160X
3. Finom kalkopirit szételegyedés szfaleritben. Ércmikroszkópi felvétel, N = 100X
Fine-emulgated chalcopyrite exsolution in sphalerite. Ore microscopic photo, M = 160X
4. Szfalerit szételegyedések pirrotinban. Ércmikroszkópi felvétel, N = 160X
Sphalerite exsolutions in pyrrhotite. Ore microscopic photo, M = 160X

X. tábla - Plate X

1. Vas-szfalerit (marmatit) cm-es kiválásokban, érben (fekete), szegélyén és erekben pirittel és hauchcornittal?. Makrofelvétel, természetes nagyság
Cm-sized of sphalerite (marmatite) segregation, surrounded and insected by pyrite and hauchcornite?. Macrophoto in natural size
2. Vas-szfaleritben irányítottan hintett finomszemcsés (pirrotin?, kalkopirit?, cubanit?) szételegyedés. Ércmikroszkópi felvétel, N = 400X
Fine-dropped exsolutions (pyrrhotite?, chalcopyrite?, cubanite?) with oriented dissemination in Fe-sphalerite. Ore microscopic photo, M = 400X
3. A paláság mentén irányított pirit, galenit és szfalerit hintés (nyomokban kalkopirittal), nagy mértékben diaforitosodott fillites csillámpalában. Makro felvétel, természetes nagyság
Pyrite, galena and sphalerite (in traces chalcopyrite) dissemination, oriented along the schistosity, in strongly diaphoritized phillitic mica-schist. Macrophoto in natural size
4. Szulfidásványok: galenit, „marmatit”, pirit (fekete) összenövésai másodlagos biotittal (szürke lemezek). Vékonycsiszolat a 3. képen látható kőzetből. Mikroszkópi felvétel áteső fényben, 1 nikollal, N = 64X
Intergrowths of sulphide minerals (black: galena, „marmatite”, pyrite) with secondary biotite (grey, lamellar). Photomicrograph of thin sections belong to photo 3. Transmitted light with single nicol, M = 64X
5. Galenit (fehér), szfalerit (szürke) és pirit (édes fehér a bal felső sarokban) irányított hintése. Ércmikroszkópi felvétel a 3. képen látható kőzetből. N = 200X
Oriented dissemination of galena (white), sphalerite (grey), and pyrite (rough white at the left corner above). Ore microscopic photo belong to photo 3

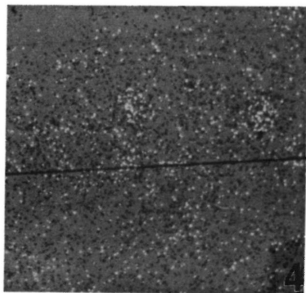
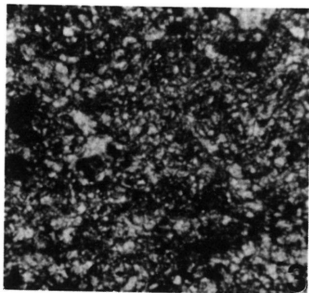
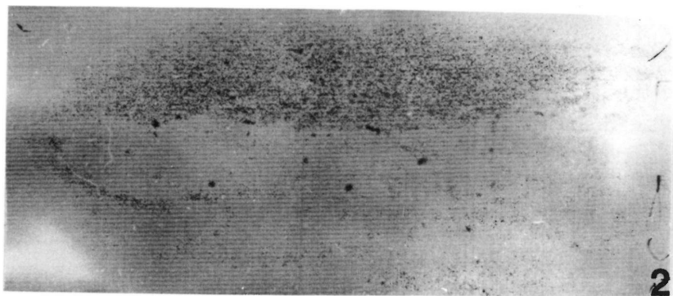
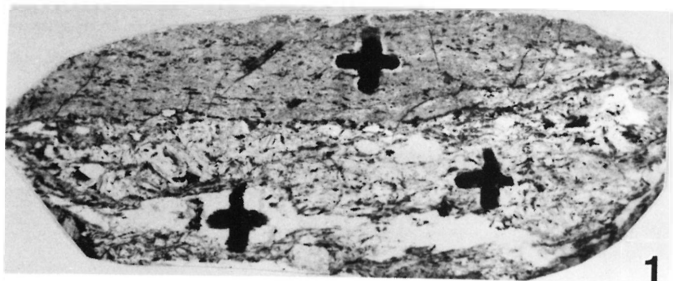
XI. tábla – Plate XI

1. Pirit mikrotelér. Ércmikroszkópi felvétel, N = 100X
Pyrite microveinlet. Ore microscopic photo, M = 100X
2. Pirit mikrotelér részlet (kataklázos varratvonal) és hintett hipidiomorf pirit. Ércmikroszkópi felvétel, N = 400X
Microveinlet section of cataclastic-sutural pyrite and disseminated subhedral crystals. Ore microscopic photo, M = 400X
3. Irányítottan préselt-sávós pirit (As-tartalmú?) vagy markazit? Ércmikroszkópi felvétel, N = 100X
Oriented pressure lamellae of pyrite (As-bearing?), or marcasite? Ore microscopic photo M = 100X
4. Fészkes pirit két generációja: gélpirit fázis (világos szürke, sima felület), és kristályos pirit fázis (szürkésfehér érdes felület). Ércmikroszkópi felvétel, N = 160X
Two generations of nestly pyrite: gelpyrite phase (light grey smooth surface) and recrystallized pyrite phase (greyish white rough surface). Ore microscopic photo, M = 160X
5. Breccsás szerkezetű piritfészkek részlete. Ércmikroszkópi felvétel, N = 160X
Detail of pyrite-nest having brecciated texture. Ore microscopic photo, M = 160X

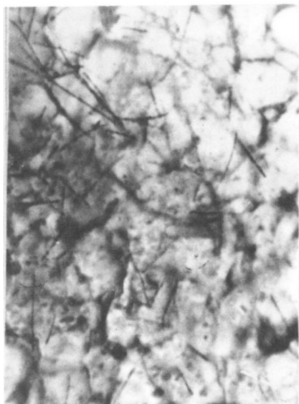
XII. tábla – Plate XII

- 1–2. Pirit, a szegélyétől fokozatosan előrehaladó vasoxid–hidroxid-ásvány helyettesítéssel (limonit, goethit, lepidokrokit). A 2. képen a héjas szerkezet a folyamat szakaszosságát jelzi. Ércmikroszkópi felvétel, N = 100X
Pyrite, successive replace by iron-oxide-hydroxyde minerals (limonite, goethite, lepidocrocite) from the margins to the centre, (crusted structure). Ore microphoto, N = 100X
3. A szegélyén covellinesedett kalkopirit. Ércmikroszkópi felvétel, N = 100X
Chalcopyrite, its margins is replaced by covellite. Ore microscopic photo, M = 100X
4. Bornit, belsejében finom kalkopirit hintés, a szegélyén covellinesedett, világos telérközvetben. Ércmikroszkópi felvétel, N = 100X
Bornite, with fine grained chalcopyrite (inside), and covellinitized margins in light barren dyke-rock. Ore microscopic photo, N = 100X
5. Tűs, ikerlemezes antimonit, pegmatoid repedéseiben. Ércmikroszkópi felvétel, N = 100X
Twin-lamellae of antimonite-needle along the cracks of pegmatoid rock. Ore microscopic photo, M = 100X

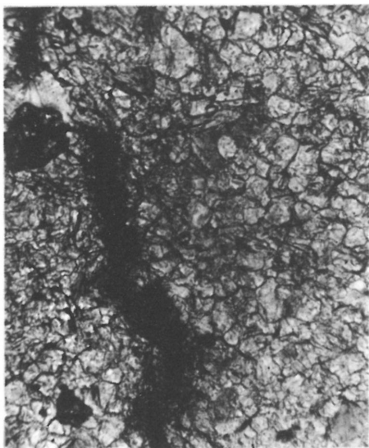
I. tábla – Plate I



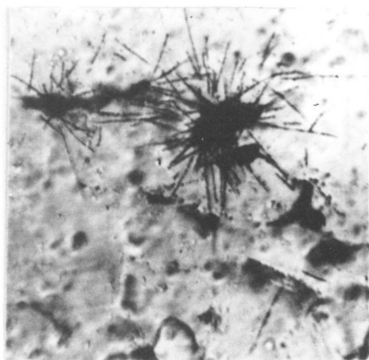
II. tábla – Plate II



1



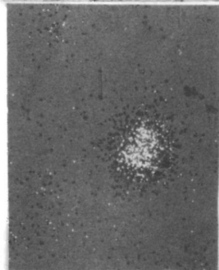
2



3

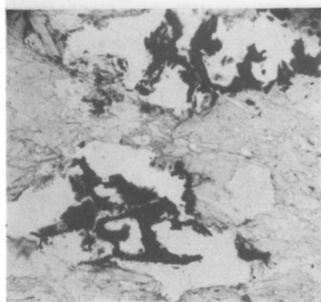


4a

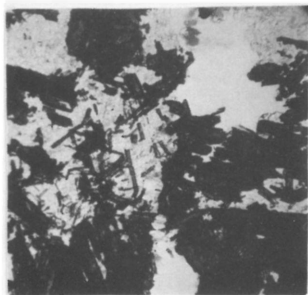


4b

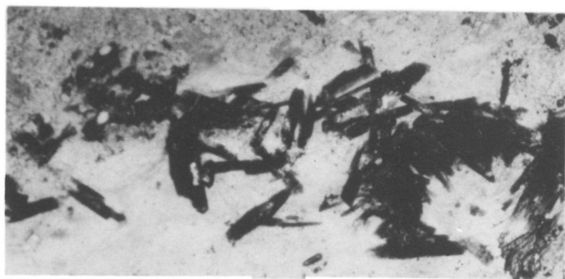
III. tábla – Plate III



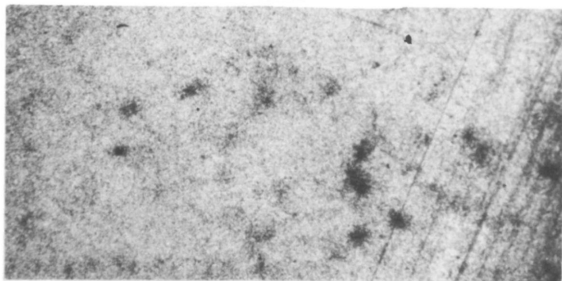
1



2

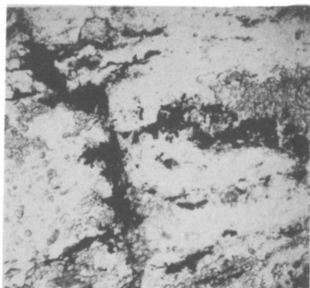


3a



3b

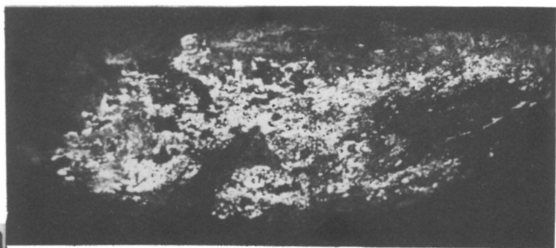
IV. tábla – Plate IV



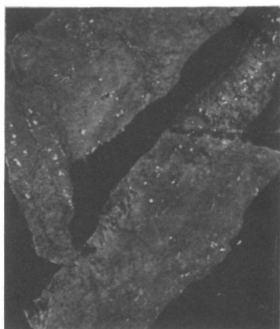
1



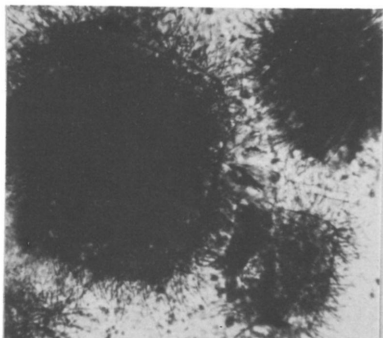
2



3a

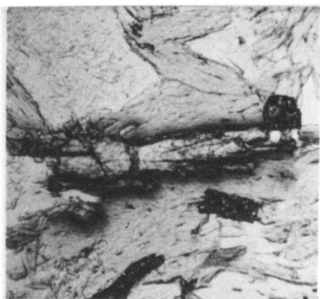
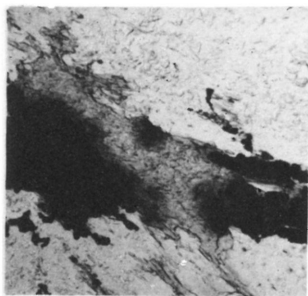
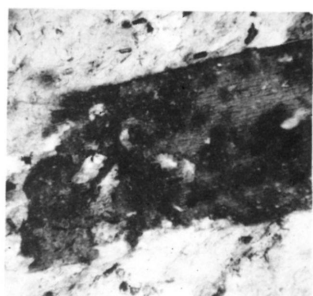
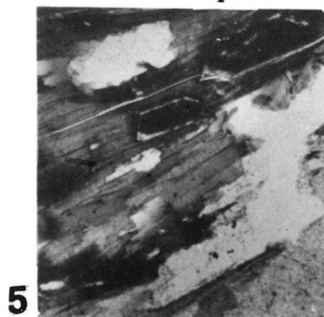


3b

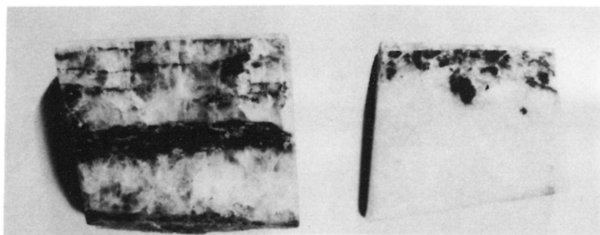


3c

V. tábla – Plate V

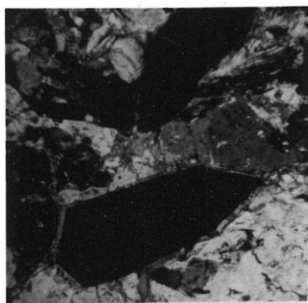
**1****2****3****4****5**

VI. tábla – Plate VI

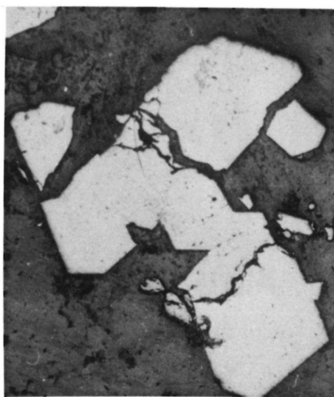


1

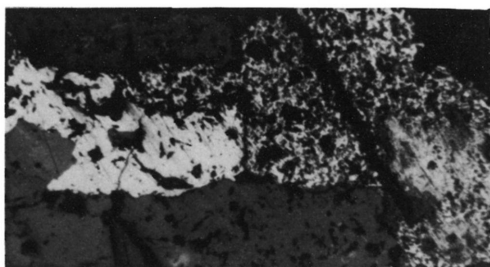
2



3

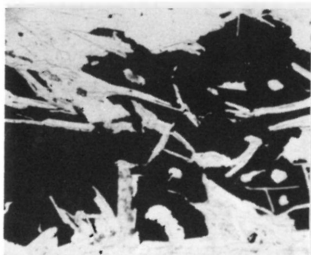


4



5

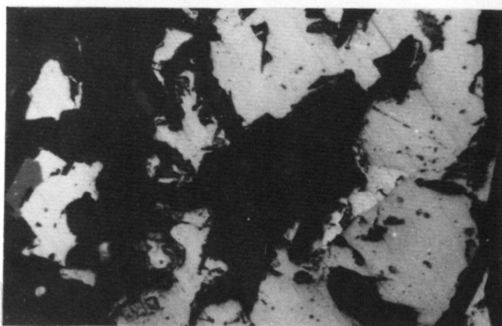
VII. tábla – Plate VII



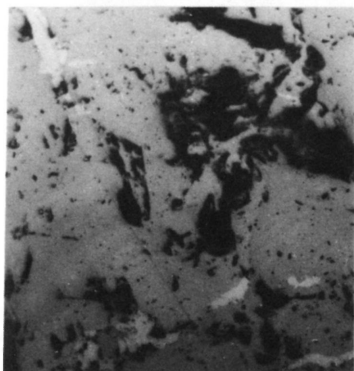
1



2



3

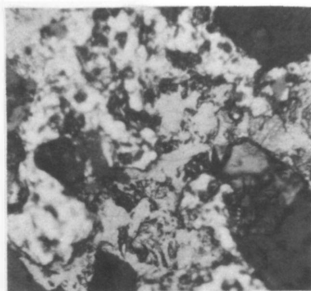
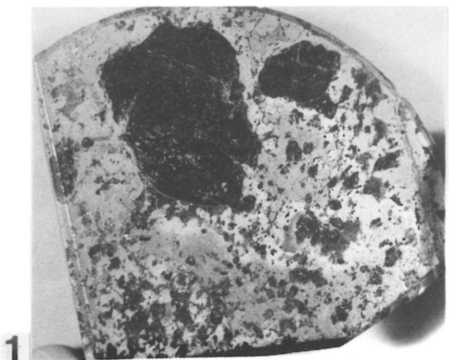


4

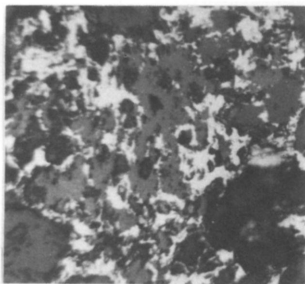


5

VIII. tábla – Plate VIII

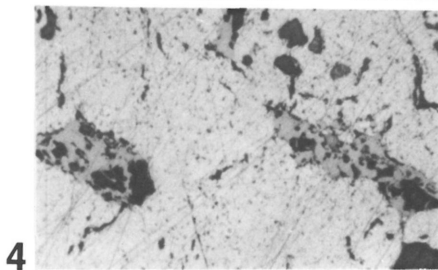
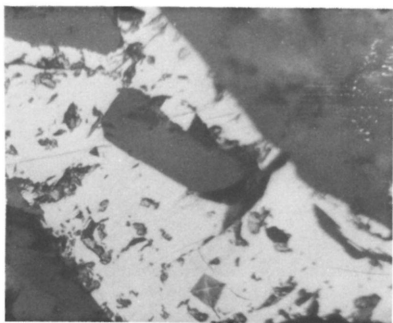
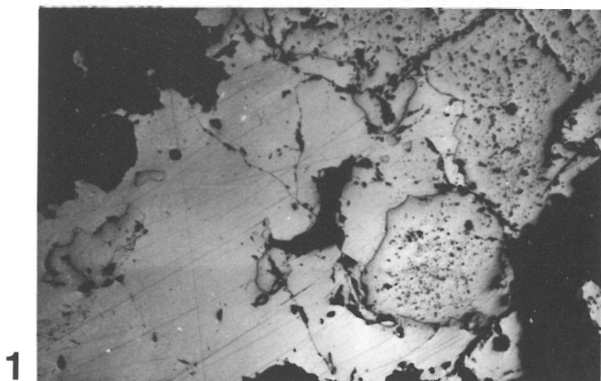


3



4

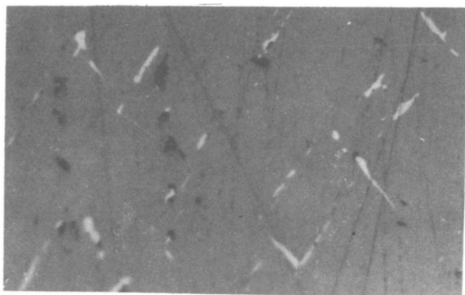
IX. tábla – Plate IX



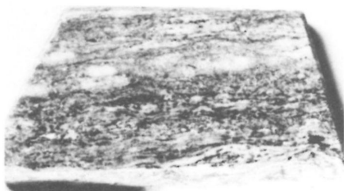
X. tábla – Plate X



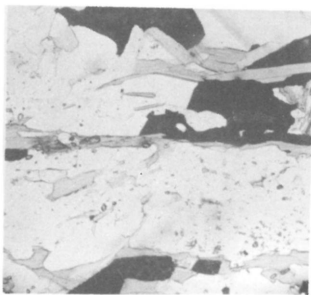
1



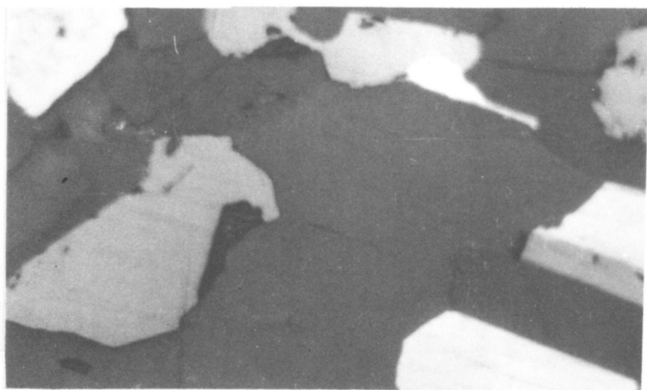
2



3

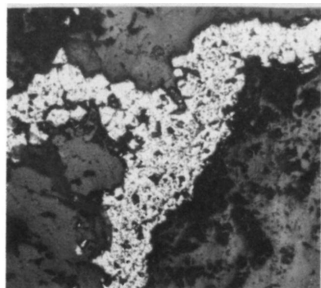


4

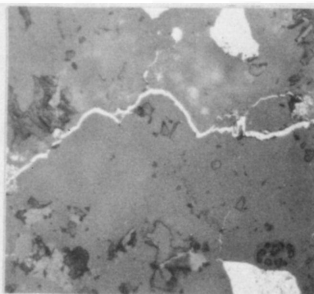


5

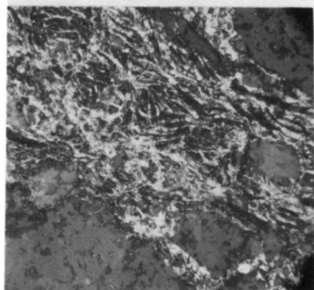
XI. tábla – Plate XI



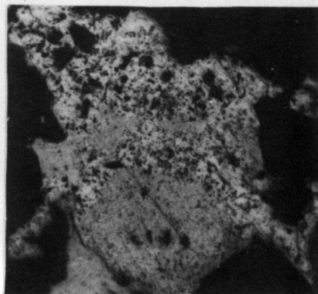
1



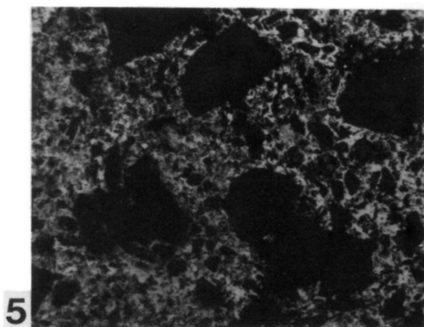
2



3

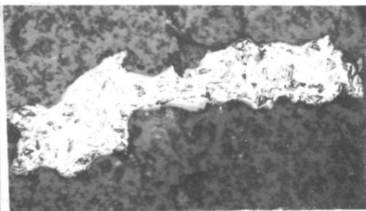
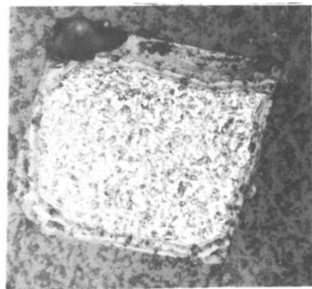


4



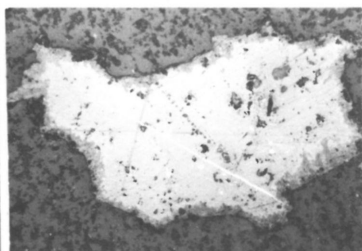
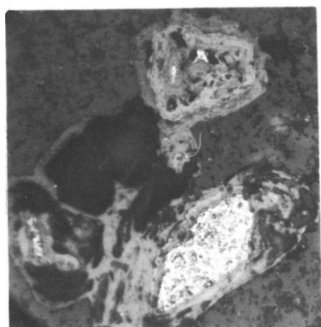
5

XII. tábla – Plate XII



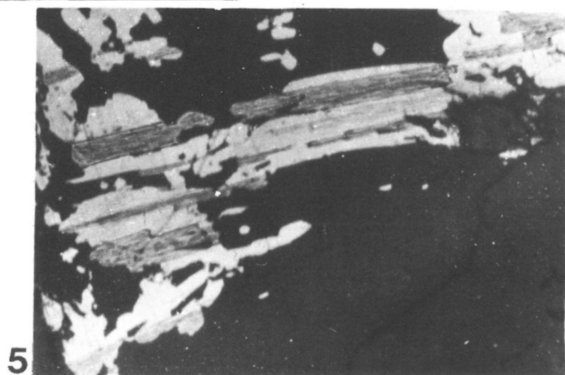
1

3



2

4



5