A VELENCEI HEGYSÉG ÓLOMÉRCEINEK IZOTÓPANALITIKAI VIZSGÁLATA

Írta: KOVÁCH ÁDÁM

Összefoglalás

A Velencei hegység ólomércelőfordulásaiból, valamint a velük genetikailag egy rendszerbe sorolható szabadbattyáni metaszomatikus galenitelőfordulásból származó összesen 32 minta izotópösszetételét tettük vizsgálat tárgyává. A vizsgált ólomércek izotópösszetétele a $Pb^{206}/Pb^{204}=18,0-18,9$; $Pb^{207}/Pb^{204}=15,5-16,5$; $Pb^{208}/Pb^{204}=37,5-39,9$ határok közé esik, a vizsgált ércek átlagos izotópösszetételére $Pb^{206}/Pb^{204}=18,47$; $Pb^{207}/Pb^{204}=15,99$; $Pb^{208}/Pb^{204}=38,98$ adódott eredményül. A mérési eredmények azt a feltevést látszanak alátámasztani, hogy a Velencei hegység ólomércei a variszkuszi orogenezis kapcsán alakultak ki, legalábbis elsődleges értelemben. A nyert adatok alapján megkíséreltünk korbecs-lést végezni különböző modellek segítségével. Az itt röviden vázolt új, valószínű-ségszámítási alapokon nyugvó modell alapján az ércesedés kora feltételesen a 330 ± 60 millió év határok közé tehető. A mérési eredmények nem zárják ki annak a lehetőségét sem, hogy a Velencei hegység ércei különböző életkorú ércek keveredése útján jöttek létre.

Bevezetés

Az ólomnak a természetben négy stabil izotópja fordul elő, 204, 206, 207 és 208 tömegszámokkal, melyek közül a 206, 207, és 208 tömegszámú izotópok rendre az U^{238} , U^{235} , ill. Th²³² radioaktív elemek bomlási sorainak utolsó, stabil tagjaival azonosíthatók. A Pb²⁰⁴ izotóp egyik ismert radioaktív bomlási sorba sem illeszthető be, így jelenléte minden esetben nemradiogén ólom jelenlétére mutat rá.

Azt a tényt, hogy az uránizotópok és a tórium radioaktív bomlása során ólom keletkezik és halmozódik fel az említett elemek érceiben, messzemenően hasznosítja a geokronológia kőzetek és ércek abszolút életkorának megállapítására. Bár az U-Pb, Th-Pb kormeghatározási módszerek már évtizedek óta kiterjedten kerültek alkalmazásra és így a radioaktív elemek érceiben található radiogén ólom izotópösszetételére nézve is számos adat állott rendelkezésre, a közönséges, nemradiogén eredetű ólom izotópösszetételének rendszeres vizsgálata csak NIER és munkatársainak 1939-ben közölt meghatározásaival indult meg [1]. Már az első mérések kimutatták, hogy – ellentétben az addigi feltételezésekkel – a közönséges ólom izotópösszetétele is a minta feltételezett geológiai korával kapcsolatba hozható ingadozásokat mutat, amennyiben az idősebb ólomércek általában nagyobb menynyiségben tartalmazzák a Pb²⁰⁴ izotópot, mint az újabb geológiai korokban települt, fiatalabb ércek. Kézenfekvő, hogy e jelenség okát csak az uránizotópok, illetőleg a tórium bomlásából származó radiogén ólom felhalmozódásában, illetőleg nemradiogén eredetű ólomhoz történő hozzáadódásában kell keresnünk.

Ólomizotóparányok értelmezésének kérdései

Radioaktív érceken végzett kormeghatározások esetében az ásvány kialakulásának időpontjára a képződmény létrejöttétől a jelenkorig felhalmozódott radioaktív bomlástermék mennyiségéből, ill. izotópösszetételéből következtethetünk. Nemradiogén eredetű, közönséges ólomércek esetében az izotópösszetétel életkortól függő kialakulását eredményező folyamatok viszont az érc kialakulását megelőző geológiai időszakokban játszódtak le. Ellentétben tehát a radioaktív érceken, valamint kőzeteken végzett kormeghatározással, amikor a vizsgált kristály, vagy kőzet ismert geokémiai rendszerében történő elemfelhalmozódás tényét használjuk ki, galenitek, és általában nemradiogén eredetű ólomércek esetében egy hipotetikus, az érc kialakulása előtt létezett geokémiai rendszer összetételére, fejlődésére nézve kell feltevésekkel élnünk, hogy a mért izotóparányok kvantitative értelmezhetők legyenek. Míg radioaktív ércek esetében a radioaktív bomlás alaptörvénye közvetlen lehetőséget nyújt kormeghatározáshoz, galenitek esetében ehhez modellszerű elképzelések kialakítására vagyunk utalva.

A közönséges ólom izotóparányainak értelmezésére számos modell került kialakításra, ezek közül a gyakorlatban leginkább alkalmazott, HOLMEStól [2] és HOU-TERMANStól [3] származó modellt a következőkben röviden ismertetjük.

Ólomizotóparányok értelmezésének Houtermans-féle modellje

E modell [2], [3] feltételezi, hogy kezdetben a Föld folyékony volt, homogén szerkezeti felépítéssel. Ebben az időben az urán, tórium és ólom egyenletesen oszlott el a Föld anyagában, továbbá az ólom a Föld bármely pontján egységes izotópösszetétellel rendelkezett. A Föld lehűlését és a földkéreg kialakulását követően helyi eltérések alakultak ki az urán/ólom arányban, a továbbiakban azonban a helyileg kialakult koncentrációarányok egy adott ólomérchez rendelhető "anyamagmában" csak a radioaktív bomlás következtében változtak meg. Így tehát az eredetileg egységes izotópösszetételű "ősólom" helyileg meghatározott feltételek mellett radiogén ólommal "higult fel", és a radiogén ólom hozzáadódása csak az érc kiválása pillanatában szűnt meg. Ekkor az ólom szeparálódott az őt korábban befogadó rendszer urán- és tóriumtartalmától, és így izotópösszetétele a továbbiak-ban változatlan maradt.

E modell egy T életkorral rendelkező ólom izotóparányai között a következő összefüggést adja meg:

$$\frac{y - y_0}{x - x_0} = \frac{1}{137.8} \cdot \frac{e^{\lambda' T_0} - e^{\lambda' T}}{e^{\lambda T_0} - e^{\lambda T}},$$
(1)

ahol x, y a mért Pb²⁰⁶/Pb²⁰⁴, ill. Pb²⁰⁷/Pb²⁰⁴ izotóparányok; x_0 , y_0 az "ősólom" megfelelő izotóparányai; T_0 az x_0y_0 izotópösszetételhez rendelhető időpont, tehát a kezdeti differenciálódás időpontja; λ és λ' az U²³⁸ ill. U²³⁵ bomlási állandói, T az ólomérc "modell-kora". Az (1) kifejezésben szereplő állandó (1/137,8) a két uránizotóp jelenlegi előfordulásai aránya. Itt is, mint a továbbiakban is, a geo-kronológiában általánosan használt időszámítást alkalmazzuk, amennyiben a jelenkort tekintjük a 0 értékkel jellemzett időpontnak, és az életkort a múlt felé haladva pozitív növekvő értékekkel számítjuk.

A VELENCEI HEGYSÉG ÓLOMÉRCEINEK IZOTÓPANALITIKAI VIZSGÁLATA

Az (1) összefüggés segítségével egy adott izotópösszetételhez rendelhető "modell-kor" legcélszerűbben grafikus úton határozható meg. Az 1. ábrán látható grafikonban az ordinátán a Pb^{206}/Pb^{204} ; az abszcisszán a Pb^{207}/Pb^{204} izotóparányokat tüntettük fel. Az x_0 , y_0 pontból kiinduló sugárszerű egyenesek az azonos életkorú ólomércek izotópösszetételének megfelelő pontokat kötik össze (izokronok),



1. ábra. Ólomizotóparányok Houtermans-féle diagramja

mig a görbe vonalak egy-egy rögzített urán/ólom aránnyal jellemezhető "anyamagma" ólomizotópösszetételének időbeli változását írják le. A T_0 időpont értékét a meteoritok ólomtartalmán végzett meghatározások [4] alapján 4,5 milliárd év értékkel rögzíthetjük.

A Houtermans-féle modell csak első közelítésben alkalmas galenitek életkorának meghatározására. Számos esetben az ólom a modell alapfeltételeit ki nem elégítő körülmények között kialakult, anomális izotópösszetétellel rendelkezik. Az ilyen, anomális izotópösszetétel értelmezése történhet GEISS [5] elgondolása alapján.

Az irodalomban számos, a *Houtermans*-modelltől eltérő alapfeltevéseken nyugvó modell ismertetése található [6], ezek tárgyalására azonban itt nem térünk ki.

Ólomizotóparányok kialakulásának valószínűségi elmélete

A Holmes-Houtermans modell alapvető hiányosságát képezi az, hogy az ólomércek forrásában a radioaktív bomlás hatásától eltekintve helyileg és időben állandó urán/ólom koncentrációarány létezését tételezi fel. Az e hiányosság kiküszöbölésére kialakított modellek azonban valamennyien a relatív uránkoncentráció változásának valamilyen meghatározott tendenciáját tételezik fel. Egyetlen kivételt képez a VINOGRADOV és munkatársai által kialakított modell [7], mely felhasználva az

2 III. Osztály Közleményei XIII/3

irodalomból rendelkezésre álló ólomizotópanalízisek adatait, ezeket egy "átlagos" fejlődési modellben foglalja össze.

Kétségtelen azonban, hogy az ólom izotóparányainak kialakításában a relatív uránkoncentráció helyi ingadozásai is szerepet játszanak, így egy ilyen "átlagos" hatásokat feltételező modell csak első tájékozódásra szolgálhat.

Az ólom izotóparányainak kialakulását leíró legáltalánosabb törvényszerűségek a következő kifejezésekben foglalhatók össze:

$$Pb^{206}/Pb^{204} = x = x_0 + \int_T^{T_0} V(t)\lambda e^{\lambda t} dt$$
 (2)

$$Pb^{207}/Pb^{204} = y = y_0 + \alpha \int_T^{10} V(t)\lambda' e^{\lambda' t} dt$$
(3)

$$Pb^{208}/Pb^{204} = z = z_0 + \int_T^{T_0} W(t) \lambda'' e^{\lambda'' t} dt, \qquad (4)$$

ahol a V a jelenkorra extrapolált, a Pb^{204} izotóp gyakoriságára vonatkoztatott U^{238} koncentrációt jelöli; α az uránizotópok jelenlegi előfordulási aránya; W a Pb^{204} izotóp gyakoriságára vonatkoztatott tóriumkoncentrációt, λ'' a Th^{232} bomlási állandóját jelöli. A további jelölések azonosak az (1) kifejezésben használt és ott részletesen megadott jelölésekkel. Ha a V függvényt időtől függetlennek tekintjük, a (2) és (3) összefüggésből a *Houtermans*-modell alapegyenleteit nyerjük.

A valóságban azonban a V mennyiségre nézve még valamilyen meghatározott tendenciát, tehát egy explicit V(t) függvény létezését is csak nehezen tételezhetünk fel, nemhogy annak állandóságáról beszélhessünk. Jogosultabb viszont az a feltételezés, hogy egy nagyobb geológiai egység átlagos relatív uránkoncentrációját tekinthetjük állandónak. E nagyobb geológiai rendszer részrendszereinek, az egyes ólomércekhez rendelhető "anyamagmák" rendszereinek relatív uránkoncentrációja viszont már valószínűségi összefüggésekkel jellemezhető ingadozást mutathat a közös rendszer átlagos relatív uránkoncentrációja, mint középérték körül.

Az előzőekből már következik, hogy az adott geológiai egységen belül a ólom izotóparányai is középértékek körül fognak ingadozni, tehát mind a relatív uránkoncentráció (V), mind pedig a belőle származtatott x és y izotóparány értékek ingadozásai helytől és időtől függő stochasztikus folyamatként foghatók fel. ("Hely" alatt itt nem geometriailag meghatározott helyet, hanem a geokémiai jellemzők által meghatározott rendszert, illetve részrendszert értünk.) A mérési pontok eloszlása a *Houtermans*-féle diagramban a következő feltételes eloszlásfüggvénnyel jellemezhető:

$$P(x, y) = P\left(x_0 + \int_T^{T_0} V(t, w) \lambda e^{\lambda t} dt < x; \quad y_0 + \alpha \int_T^{T_0} V(t, w) \lambda' e^{\lambda' t} dt < y\right), \tag{5}$$

ahol az egyes mennyiségek jelölései azonosak az előzőekben használt jelölésekkel, eltekintve attól, hogy az (5) kifejezésben a V extrapolált relatív uránkoncentrációit itt az időtől és helytől valószínűségi értelemben függő változónak tekintjük.

A relatív uránkoncentráció értéke tetszőlegesen kicsiny időintervallumon belül helyileg rögzítettnek és időben állandónak tekinthető, így az (5) kifejezésben sze-

replő integrálok integrálközelítő összegeikkel értelmezhetők. Az (5) kifejezés értelemszerűen tekintetbe veszi a relatív uránkoncentráció időbeli ingadozásait, így végeredményben azonos korú, de a vizsgált nagyobb geológiai egység (provincia) különböző részrendszereiből származó ólomminták izotópösszetételének "helytől függő" eloszlását adja meg.

Az (5) eloszlásfüggvény szigorú diszkussziója igen nagy nehézséget támaszt; néhány alapvető tényt azonban enélkül is megállapíthatunk.

a) Az (5) eloszlás megengedi bármely $x > x_0$, $y > y_0$ izotópösszetétel kialakulását tetszőleges korú ólomérc esetén – természetesen eltérő valószínűségekkel. Ennek megfelelően egy adott izotópösszetételhez rendelhető modell-korról csak valószínűségi értelemben beszélhetünk. Ugyancsak következik ebből, hogy egyedi mérések kormeghatározás alapjául nem szolgálhatnak.

b) Adott korú ólomércek rendszere esetén az (5) eloszlás centrálszimmetrikus eloszlást jelent, feltéve, hogy az anyamagma valószínűségi változóként értelmezett relatív uránkoncentrációja (V) szimmetrikus és az időtől független paraméterekkel rendelkező eloszlásfüggvénnyel jellemezhető, tehát a relatív uránkoncentráció ingadozásai stacionér folyamatként foghatók fel.

c) Legnagyobb valószínűséggel valósul meg az az eset, amikor a relatív uránkoncentráció értéke mindvégig saját eloszlásának legvalószínűbb értékével azonos. Egy adott részrendszerben ugyanis (tehát a relatív uránkoncentrációnak csak az időbeli ingadozását tekintve) az egyes időintervallumokban felvehető értékek egymástól függetlenek, tehát egy $V_i(t_i)$ koncentrációarány-sorozat kialakulásának valószínűsége a részvalószínűségek szorzataként állítható elő. Tekintettel arra, hogy ezt az értéket időtől függetlennek tekintettük, az ennek megfelelően kialakult izotópösszetételt jellemző mérési pontnak a valódi kor *Houtermans*-izokronján kell feküdnie. Az itt vázolt modell alapján tehát úgy határozhatunk meg életkort, hogy a rendszer izotópösszetétele "átlagos fejlődési görbéjének" és a mérési pontokat interpoláló görbének metszéspontjához rendelhető *Houtermans*-féle modell-kort tekintjük a teljes rendszer közös modell-korának.

A gyakorlatban természetesen nehéz megalkotni egy hipotetikus rendszer izotóparányainak átlagos fejlődési görbéjét. Tájékozódásul szolgálhat azonban az az egységes fejlődési görbe, melyet RUSSEL, STANTON és FARQUHAR [8] bizonyos egyszerű fejlődéstörténettel jellemezhető ólomércekre állapított meg, és ami feltehetően a Föld köpenyében található ólom izotópösszetételének egységes fejlődési görbéjét adja meg. Ez a görbe egyúttal – legalábbis első közelítésben – egy a Föld köpenyéből differenciálódott, és a továbbiakban zártnak tekintett rendszer átlagos fejlődési görbéjeként is felfogható.

E fejlődési görbe paraméteres egyenletei a következők:

 $x = 18,72 - 137,8 \cdot 0,0659(e^{\lambda t} - 1) \tag{6a}$

$$y = 15,82 - 0,0659(e^{\lambda' t} - 1).$$
 (6b)

E tekintetben tehát az itt vázolt kormeghatározási módszer a Russel-Stanton-Farquhar-módszer általánosításának is tekinthető [9].

Amennyiben az itt vázolt modellt kormeghatározásra kívánjuk alkalmazni, felvetődik természetesen a kérdés, hogyan dönthető el az, hogy mennyire jogos a mért pontok interpolációja, mennyiben tekinthető a mért pontok interpoláló egyenese a teljes ércrendszer által – elvileg – szolgáltatott szóráskép tengelyének.

2*

Biztos kritériumot ennek eldöntésére nem adhatunk meg, de tájékozódásul szolgálhat például a különböző ércelőfordulásokból származó, de azonos ércrendszerhez tartozó minták mérési pontjai eloszlásainak összehasonlítása. Amennyiben a különböző előfordulásokhoz tartozó szórásképek jól fedik egymást, és a szórás mértéke a mérési hibát minden esetben meghaladja, úgy jogosan tekinthetjük a közös szóráskép tengelyét a teljes rendszer hipotetikus és általunk egészében nem is ismert eloszlása tengelyének is.

Másik kérdésként vetődik fel a módszer segítségével nyerhető korértékek megbízhatósága, az életkorhoz rendelhető hibahatár kérdése. E kérdés tárgyalása meghaladná a jelen közlemény kereteit, így e helyütt arra részletesen nem térünk ki. Végeredményben a nyert életkor hibájának nagyságát a relatív uránkoncentráció helytől és időtől függő eloszlásának szórása szabja meg, erre azonban többnyire csak közvetett úton következtethetünk. Éppen ezért a jelen közleményben is az életkor hibájára csak a mérési pontok eloszlásképe alapján becsült hibakorlátokat adunk meg.

Mérési módszerek ismertetése

A jelen közlemény alapjául szolgáló méréseket szovjet gyártmányú, MI 1305 típusú tömegspektrométerrel végeztük. A mérések során a tömegspektrométer "kemencés" ionforrását használtuk, melyben a Pb⁺ ionokat ólomjodid elpárologtatása, majd elektronbombázással történő ionizálás útján állítottuk elő.

Az ólomjodid minták előállítása során az ércet perklórsav és sósav elegyében tártuk fel, majd a perklórsav gőzeinek kezdődő eltávozásáig bepároltuk. A bepárlási maradékot meleg vízzel felvettük, az oldatlanul maradt kovasavtól leszűrtük, majd a szűrletből az ólmot káliumjodid hozzáadásával választottuk le. A keletkezett ólomjodid csapadékot szűrtük, mostuk, majd szárítottuk.

A mérések során a tömegspektrométer felbontóképességét úgy állítottuk be, hogy a 207 és 208 tömegszámoknál jelentkező csúcsok közötti völgy magassága nem haladta meg a 208 tömegszámhoz tartozó csúcs értékének 0,5%-át. A 204 tömegszámnál zavaró háttérként jelentkező Hg^{204+} csúcs jelenlétét a Hg^{202+} csúcs intenzitásának mérése útján, a higany ismert izotópösszetétele [10] alapján vettük tekintetbe.

Főként a higanyháttér alakulásában jelentkező szisztematikus tendenciák miatt a mérések hibájaként nem az egyes mérési sorozatokon belül, vagy az egymástól függetlenül végzett meghatározások között jelentkező szórást adtuk meg, hanem ezek figyelembevételével a mérési eljárás hibakorlátait becslés útján állapítottuk meg. A hibabecslés alapján a Pb^{206}/Pb^{204} és Pb^{207}/Pb^{204} izotóparányok hibája $\pm 0,15$ egységben, a Pb^{208}/Pb^{204} arány hibája $\pm 0,3$ egységben adható meg.

Mérési eredmények

A mérések céljaira szolgáló minták legnagyobbrészt a Pátka-kőrakáshegyi, valamint a szűzvári feltárásokból származnak. Néhány gyűjteményből származó minta esetében a pontos lelőhelyet megállapítani nem állott módunkban. A minták többsége a helyszínről került begyűjtésre. A 3., 26., 32., 33. sz. minták az Eötvös Lo-

Minta száma	Minta megnevezése	Pb ²⁰⁴ (%)	Pb ²⁰⁶ (%)	Pb ²⁰⁷ (%)	Pb ²⁰⁸ (%)	Pb ²⁰⁶ /Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁸ /Pb ²⁰⁴
		Pátka – Kőrakáshegy						
1.	Hányóról származó minta. Tömör galenit	1,332	24,79	21,40	52,45	18,61	16,07	39,4 ₀
4.	35 m. Szfalerites galenit.	1,348	24,63	21,52	52,50	18,27	15,96	38,94
5.	Hányóról származó minta. Tömör galenit	1,332	24,67	2 <mark>1</mark> ,45	52,54	18,52	16,10	39,44
6.	Hányóról származó minta. Tömör galenit	1,316	24,83	21,41	52,45	18,87	16,27	39,86
69.	35 m szint feletti siklósza- kaszból. Telér alapanyagtól mentes, tiszta galenit	1,344	24,64	21,27	52,74	18,34	15,83	39,25
70.	35 m szint. Galenit telérki- töltésből	1,355	24,84	21,51	52,30	18,33	15,87	38,59
71.	0 szint, kísérleti fejtés. Szfa- lerit igen csekély galenittar- talommal	1,351	24,63	21,25	52,76	18,23	15,7 ₃	39,05
72.	Legfelső szint. Igen tiszta galenit	1,33,	24,88	21,43	52,3 ₅	18,58	16,01	39,1 ₀
76.	70 m szint, 125. pont. Gale- nit kevés szfalerittel	1,347	24,77	21,49	52,39	18,39	15,96	38,90
77.	35 m szint, 12. feltörés mel- lett. Szfalerites galenit	1,331	24,81	21,55	52,13	18,64	16,1,	39,21
78.	2. feltörés alatti fejtés. Cse- kély érctartalmú teléranyag, szfalerittel és kevés galenit-							
	tel	1,33,	24,69	21,29	52,68	18,44	15,90	39,35
80.	35 m szint, 2. feltörés mel- lett. Szfalerites galenit	1,351	24,70	21 <mark>,</mark> 1,9	52,76	18,2,9	15,6,	39,06
81.	70 m szint, 151/a pont mel- lett. Szfalerites galenit	1,340	24,85	21,67	52,14	18,54	16,17	38,91

I. táblázat A Velencei hegység ólomérceinek izotópösszetétele

Minta száma	Minta megnevezése	Pb ²⁰⁴ (%)	Pb ²⁰⁶ (%)	Pb ²⁰⁷ (%)	Pb ²⁰⁸ (%)	Pb ²⁰⁶ /Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁸ /Pb ²⁰⁴
	and Break Karley		Szűzvár					
2.	Hányóról származó minta. Tömör galenit	1,339	24,69	21,52	52,46	18,44	16,07	39,18
7.	Hányóról származó minta. Tömör galenit	1,369	25,14	21,61	51,88	18,37	15,79	37,91
26.	Tömör galenit, szafelrites behintéssel. (Eötvös L. Tud. Egytől kapott minta)	1,333	24,77	21,59	52,31	18,59	16,20	<u>39,2₅</u>
39.	Teléralapanyagba hintett ga- lenit (Magy. Áll. Földtani Inttől kapott minta)	1,341	24,77	21,41	52,4 ₈	18,47	15,96	39,1 2
66.	35 m szint, 102. pont. Te- léralapanyagba hintett gale- nitszemcsék	1,355	24,88	21,49	52,27	18,36	15,86	38,57
68.	Tárószint, 2. pont. Galenit.	1,342	24,55	21,25	52,86	18,30	15,84	39,4o
73.	35 m. szint, északi vágat 68. pont. Galenit	1,347	24,94	21,45	52,26	18,52	15,93	38,81
74	70 m. szint, északi vágat 152. pont. Erősen szfalerites ga- lenit	. 1,331	24,83	21,68	52,16	18,66	16,2,9	39,19
75.	70 m. szint, északi vágat 144. pont. Csekély érctar- talmú teléranyag, szfalerittel és galenittel	1,386	25,05	21,59	51,98	18,07	15,57	37,49
79.	70 m szint, északi vágat 150. pont. Igen tiszta gale- nit	1,333	24,78	21,49	52,40	18,59	16,12	39,31
82.	Tárószint, 4/a. pont. Dús galenit teléralapanyagban	1,350	24,67	21,40	52,58	18,28	15,86	38,6,
83.	35 m. szint, 105. pont. Galenit	1,373	25,08	21,68	51,87	18,27	15,79	37,78
84.	70 m. szint, északi vágat 143. pont. Galenites szfalerit	1,334	24,67	21,43	52,56	18,50	16,07	39,41

I. táblázat folytatása

Minta száma	Minta megnevezése	Pb ²⁰⁴ (%)	Pb ²⁰⁶ (%)	РЬ ²⁰⁷ (%)	Pb ²⁰⁸ (%)	Pb ²⁰⁶ /Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁴	· Pb ²⁰⁸ /Pb ²⁰⁴	
			Pát	ka		1			
33.	Eötvös L. Tud. Egy. Ás- ványtárából származó minta. Közelebbi megjelölés nélkül	1,341	24,84	2 <mark>1</mark> ,4 ₆	52,37	18,52	16,00	39,0 ₅	
•38.	Magy. Áll. Földtani Int. Ásványtárából származó minta. Közelebbi megjelölés	1.24	21.0		52.2	1.1.1	15.0	20.0	
	neikui	1,348	24,94	21,41	52,31	18,50	15,88	38,80	
	Pákozd – Sashegy								
67.	Pákozdtól ÉNy-ra 800 m, sashegyi érckutatás hányó- járól származó minta	1,31,9	24,91	21,55	52,22	18,89	16,34	39,60	
		Szabadbattyán							
3.	Tömör galenit. Kossuth L. Tud. Egy. Ásványtárából származó minta	1,323	24,96	21,77	51,94	18,87	16,46	39,27	
32.	Tömör galenit. Eötvös L. Tud. Egy. Ásványtárából származó minta	1,343	24,77	2 <mark>1</mark> ,4 ₉	52,4 ₀	18,45	16,00	39,0 ₂	
45.	Tömör galenit. Magy. Áll. Földtani Intézet Ásvány- tárából származó minta	1,365	25,04	21,57	52 , 02	18,34	15,80	38,10	

I. táblázat folytatása

ránd Tudományegyetem Ásvány-Kőzettani Intézetének ásványtárából származnak, a 38., 39., 45. sz. mintákat a Magyar Állami Földtani Intézet bocsátotta rendelkezésünkre. A minták rendelkezésünkre bocsátásáért e helyen mondunk köszönetet. A minták megjelölésére használt szám az illető ércmintának az ATOMKI nyilvántartásában szereplő sorszámát jelentik.

Az I. táblázatban feltüntetjük a mért minták számát, közelebbi adatait, az ólom százalékos izotópösszetételét, továbbá az egyes ólomizotópoknak a Pb^{204} izotóp előfordulására vonatkoztatott gyakoriságát. A százalékos összetétel adatait atomszázalékokban adtuk meg.

Mérési eredmények kiértékelése

A Velencei hegység ólomérceinek várható abszolút életkorára nézve jelenleg is eltérőek a vélemények. Jantsky [11] szerint az ércesedés a hegység főtömegét létrehozó, a variszkuszi orogenizis kapcsán lezajlott gránitmagmatizmushoz kötötten jelentkezik, míg KISS J. [12] szerint a gránitban található galenittelérek az újabbkori andezitvulkánosság hatására alakultak ki, bár nem tartja kizártnak, hogy azok anyaga esetleg már korábban kivált, s az újabbkori vulkáni működés eredményeképpen újra mobilizálódva került jelenlegi telephelyére.

A Velencei hegység kőzeteinek abszolút életkorára vonatkozóan csupán néhány adat áll rendelkezésre. FÖLDVÁRINÉ VOGL M. és KLIBURSZKY [13] egy gránitminta korát 220 millió évesnek találta, míg OVCSINYIKOV és munkatársai [14] különböző gránitminták korát 150–320 millió év közötti értékűnek határozták meg. Mindezen értékekből egyértelmű következtetéseket nem vonhatunk le, ezért az ólomércesedés várható korát tekintve inkább az abszolút geokronológiai időskálák adataira szorítkozhatunk, mint a hegység kőzetein az előzőekben végzett kormeghatározások adataira. Amennyiben az ólomércesedés a variszkuszi orogenetikus működéshez kapcsolódik, úgy a jelenleg használatos időskálák alapján mintegy 300 millió éves életkor, míg az eocénkori andezitvulkánossághoz való csatlakozás esetében mintegy 50 millió éves kor várható.

A nyert izotópösszetétel-adatok kiértékelésének egyik módja lehet a más, ismert geológiai korú ólomércek izotópösszetételével történő, kvalitatív jellegű öszszehasonlítás. Célszerűnek mutatkozik összehasonlítani a Velencei hegység ólomérceinek izotópösszetételét például a variszkuszi orogenezis kapcsán keletkezett ólomércek izotópösszetételével.

Anélkül, hogy mélyebb kapcsolatok kimutatására törekednénk, vagy az egyes e célra felhasznált ólomércek izotópösszetételének részletes értékelésére kitérnénk, a 2. ábrán feltüntettük néhány kétségtelenül variszkuszi eredetű galenit izotópösszetételének adatait, közös diagramban ábrázolva azokat a Velencei hegység ólomérceinek izotópösszetételével. Ugyancsak feltüntettük a VINOGRADOV és munkatársai által [15] 85 minta elemzési adataiból a variszkuszi ólomércek átlagos izotópösszetételére nyert adatot is. Meg kívánjuk jegyezni, hogy a 2. ábrán feltüntetett galenitizotópösszetételek kiválasztása az irodalomból tetszőleges szempontok figyelembevétele nélkül történt.

A 2. ábrából megállapítható, hogy a Velencei hegység ólomérceinek izotópösszetételét reprezentáló pontok az x-y diagramban meglehetősen nagy szórást mutatnak. E szórás részben – de kimutathatóan csak részben – mérési hibától

A VELENCEI HEGYSÉG ÓLOMÉRCEINEK IZOTÓPANALITIKAI VIZSGÁLATA

származik. A mérési hibát az észlelt szórás mindenképpen meghaladja. A mérési pontok egyenessel jól interpolálhatók, továbbá a VINOGRADOV által [15] megadott átlagos izotópösszetételnek megfelelő pont közelítőleg rajta fekszik a Velencei



 ábra. A Velencei hegység ólomércei izotópösszetételének összehasonlítása más, variszkuszi eredetű ólomércek izotópösszetételével

hegység ólomérceit reprezentáló pontok interpoláló egyenesén. Ez az interpoláló egyenes közelítőleg azonos az egyéb variszkuszi galenitek izotópösszetételeinek interpoláló egyenesével.

Az előzőek alapján tehát arra lehet következtetni, hogy a Velencei hegység ólomércei a variszkuszi orogenezis kapcsán jöhettek létre, legalábbis elsődleges értelemben.

Abszolút kormeghatározási módszerek alkalmazása a Velencei hegység ólomérceire

Ha a nyert izotópösszetételeket a *Holmes-Houtermans*-modell alapján értelmezzük, a minták életkorára nyert eredmények igen nagy szórást mutatnak. A 3. ábrából láthatóan a nyert életkorok értékei 360 millió évtől 800 millió évig terjednek. Elvileg elképzelhető, hogy ez a szórás az itt megadott hibahatárokat jóval meghaladó mérési hiba eredménye. Ebben az esetben legvalószínűbb korértéknek a mért izotópösszetételek átlagához tartozó modell-kor értékét kellene tekintenünk, ami a *Houtermans*-modell alapján számítva 575 millió év. Ez az érték lényegesen nagyobb, mint amekkora életkor geológiai alapokon feltételezhető. Amennyiben tehát az észlelt szórás pusztán mérési hiba eredménye lenne – ami egyéb indokok alapján is kevéssé valószínűsíthető [9] –, úgy esetünkben anomális izotópösszetétellel állunk szemben, ami GEISS [5] nyomán lenne értelmezhető.

A feltételezetthez hasonló anomális izotópösszetétel kialakulásának egyik oka az érc másodlagos települése lehet. Ez esetben feltételezhető ugyanis, hogy az érc elsődlegesen egy korábbi ércesedési folyamat során vált ki, ami a radiogén ólom felhalmozódásának megszűnésével járt. Későbbi geológiai folyamatok ezt az elsődleges ércet újra mobilizálták, s ezután került a fiatalabb életkort indikáló, az ércnél tulajdonképpen fiatalabb anyakőzet teléreibe.



3. *ábra*. A Velencei hegység ólomérceinek izotópösszetétele a *Houtermans*-diagramban ábrázolva

Másodlagos letelepülés esetében azonban várható, hogy az érc szennyező nyomelemtartalma az áttelepülés következtében erősen lecsökken [16]. A vizsgált ólomércek azonban nem mutatnak csökkent nyomelemtartalmat, sőt egyes minták kiugró nyomelemtartalommal rendelkeznek [17], ennek megfelelően a másodlagos település ténye kevéssé valószínűsíthető.

A VINOGRADOV által [7] paleozoós eredetű ólomércekre kialakított "átlagmodell" alapján számítható modell-korok már lényegesen kisebb szórást mutatnak, és a mérési pontokat interpoláló egyenes meredeksége is megközelíti a *Vinogradov*modell izokronjainak meredekségét. Az egyes mintákhoz rendelhető modell-korok értékei a 40–260 millió év határok közé esik, az átlagos izotópösszetételhez rendelhető modell-kor értéke 150 millió év (lásd a 4. ábrát). A *Vinogradov*-modell alapján nyert adatok a következő lehetőségeket engedik meg:

a) a hegység ólomércei – akár fiatal érceknek tételezzük fel őket, akár variszkuszi eredetűeknek – anomális izotópösszetételűek. Ez esetben viszont korbecslést a Vinogradov-modell alapján nem végezhetünk, mivel ez az "anyamagma" átlagos összetételét tételezi fel.

b) A hegység ércei variszkuszi eredetű, valamint fiatal, az andezitvulkánossághoz kötötten jelentkező ércek keveredéseképpen alakultak ki. Ellene szól ennek a feltételezésnek, hogy az izotópösszetétel eloszlásában semmilyen szabályosság nem észlelhető, és az andezitvulkánosság által feltehetően kevésbé érintett terüle-

A VELENCEI HEGYSÉG ÓLOMÉRCEINEK IZOTÓPANALITIKAI VIZSGÁLATA

tekről származó ércek nem foglalnak el kitüntetett helyet az izotópösszetételek eloszlásában.

A jelen közleményben tárgyalt valószínűségi modell alkalmazását a Velencei hegység érceinek kormeghatározására az 5. ábra szemlélteti. Tekintettel arra, hogy a Velencei hegység ólomérceinek forrására nézve ismereteink nincsenek, így mint már a modell általános tárgyalásánál is említettük, csak a *Russel-Stanton-Farqu*har által megállapított egységes izotópösszetétel fejlődési görbe segítségével végez-



4. ábra. A Velencei hegység ólomérceinek izotópösszetétele a Vinogradov-diagramban ábrázolva (összehasonlítás kedvéért szaggatott vonallal a prekambrium érceire vonatkozó modell izokronjait is feltüntettük)



5. ábra. A Velencei hegység ólomérceinek életkorbecslése a valószínűségi modell alapján

252 KOVÁCH Á.: A VELENCEI HEGYSÉG ÓLOMÉRCEINEK IZOTÓPANALITIKAI VIZSGÁLATA

hetünk kormeghatározást. Így a hegység ólomércei rendszerének közös életkorára 330+60 millió éves életkor adódik eredményül.

Az egyes kormeghatározási módszerek alkalmazása során említett ellenvetések ellenére a fentiek szerint a hegység ólomérceinek izotópösszetételében észlelt eloszlás magyarázható lenne, azonban mindaddig, míg az izotópösszetétel kialakulásának teljes modellje nem áll rendelkezésünkre, következtetéseink csupán feltevéseken kell hogy alapuljanak. A jelen közleményben tárgyaltak alapján két lehetőség áll fenn a hegység ólomérceinek eredetére nézve: az egyik lehetőség a valószínűségi modell, valamint más ércek izotópösszetételével történő összehasonlítás alapján variszkuszi eredetre utal, a másik lehetőség az, hogy a vizsgált galenitelőfordulások két ércesedési folyamat, nevezetesen egy variszkuszi és egy eocénkori ércesedési folyamat kevert érceiként alakultak ki A részletes fejlődéstörténeti modell kialakításához, illetve az említett lehetőségek közötti döntéshez segítségünkre lehetne a hegység gránitjának elegyrészeiben található ólom izotópösszetételének ismerete, ezek az adatok viszont ez idő szerint még nem állanak rendelkezésünkre. Ilyen irányban vizsgálataink jelenleg vannak folyamatban.

Köszönetnyilvánítás

Köszönetemet fejezem ki Szalay Sándor professzor úrnak, aki e vizsgálatoknak az ATOMKI-ben történő elvégzését lehetővé tette, továbbá Földvári Aladár professzor úrnak, aki számos megbeszélés keretén belül a geológiai kérdések tisztázásában nagy segítségemre volt és a minták helyszíni begyűjtésénél is támogatta munkánkat.

Köszönet illeti Sámsoni Zoltán tud. munkatársat, aki a minták tömegspektrometriai mérésekhez történő előkészítését végezte, és aki a minták spektrográfiai elemzési adatait a mérések kiértékeléséhez rendelkezésemre bocsátotta.

IRODALOM

- [1] NIER, A. O.: J. Amer. Chem. Soc., 60, 1571 (1938).
- [2] HOLMES, A.: Nature, 157, 680 (1947).
- [3] HOUTERMANS, F. G.: Naturwiss., 33, 185 (1946).
- [4] PATTERSON, C. C.: Geochim. et Cosmochim. Acta, 10, 230 (1956).
- [5] GEISS, J.: Z. Naturforsch., 9a, 218 (1954).
- [6] RUSSEL, R. D.-FARQUHAR, R. M.: Lead Isotopes in Geology, Intersci. Publ., 1960.
- [7] VINOGRADOV, A. P. et al.: Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 7, 235 (1961).
- [8] RUSSEL, R. D.-FARQUHAR, R. M.: Geochim. et Cosmochim. Acta, 19, 41 (1960).
- [9] KOVÁCH, A.: Egyetemi doktori értekezés, Kossuth L. Tud. Egy., Debrecen, 1962.
- [10] NIER, A. O.: *Phys. Rev.*, 79, 450 (1950).
 [11] JANTSKY, B.: *Geologica Hung.*, Ser. Geol., 10, 1 (1958)
- [12] KISS, J.: Személyes közlés.
- [13] FÖLDVÁRI-VOGL. M.-KLIBURSZKY, B.: Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 7, 5 (1961).
- [14] Овчинников, Л. Н. и др.: Труды девятой сессии Ком. по опр. абс. возраста геол.
- (14) былынков, и. н. др. 17, болына составить составить боли странати форм., Акадиздат, Москва, 1961, 228. [15] Виноградов, А. П.: Сесс. АН СССР по мирному исползованию атомной энергии, 1—5 июль 1955, Зас. отд. хим. наук. Акадиздат, Москва, 1955, 320, [16] Санен, L. et al.: Geochim. et Cosmochim. Acta, 14, 134 (1958).
- [17] SÁMSONI, Z.: Személyes közlés.

(Beérkezett: 1962. XI. 14.)

Magyar Tudományos Akadémia Atommag Kutató Intézet, Debrecen