

Szakmai beszámoló

A projekt keretében földtörténeti vizsgálatokat terveztem (1) Csehország magmás kőzetein, (2) kis- és nagyon kisfokú metamorfitonokon, valamint (3) bazaltos kőzeteken. Emellett módszertani kutatásokat kívántam elvégezni a K/Ar koradatok pontosabb értelmezésének lehetővé tétele érdekében. Ezek a módszertani vizsgálatok a K/Ar módszeres kronológiai kutatások célszerűbb tervezésének lehetővé tételére irányultak. (pl. az agyagásványok előkészítése, a mintaválasztás szempontjai, az egyes ásványok záródási hőmérsékletének a meghatározása, a leucit tartalmú bazaltokon esetenként jelentkező irreálisan fiatal korok oka, felismerésének és korrekcióba vételének módja).

A K/Ar kormeghatározások ásványtani, esetenként geokémiai vizsgálatokkal együtt történtek, partnereink saját munkájukat saját forrásból fedezték, így a jelen projekt csak az elkészült dolgozatok kronológiai részére nyújtott fedezetet.

Földtörténeti kutatások

Magmás kőzetek és elváltozásaik kutatása a Cseh Köztársaság területén. Ez a munka több mint 10 éve kezdődött kutatásaink folytatása.

- *A Cseh Masszívum késő-kréta – paleogén kőzeteinek apatit hasadvány nyom (FT) és K/Ar módszeres vizsgálata.* A K/Ar korok minden esetben idősebbek voltak a FT koroknál, a kréta-paleogén kort csak két teljes kőzet minta K/Ar kora őrizte meg. A többi K/Ar kor a 30,8 – 26,6 M év kortartományban, az összes FT kor a 28,5-15,7 M év kortartományban szór. Ez a korkülönbség lassú kiemelkedéssel nem magyarázható, hanem egy fiatalabb hidrotermális hatás következtében alakulhatott ki.

- *Az Ohre rift késő-kréta – paleocén melilités kőzeteinek datálása.* Nyugat- és Közép-Európa harmadidőszaki vulkáni provinciájának legkeletibb része az Ohre rift, Észak-Csehországban. A riftesedés kezdeti fázisában ultrabázisos melilités kőzetek képződtek, amelyek korát a 68-59 M év kortartományban rögzítettük.

- *Kronológiai vizsgálatok az egyidejű fonolitos és trachitos differenciációs sorozaton a Cseh Középhegység, Ohre rift, Cseh Masszívum, kőzetein.* Az erősen alkáli fonolitos és a gyengén alkáli trachitos sorozat kőzetei egyaránt jellemzőek a kontinentális riftekre. E sorozatok kitörési helyén azonban más genetikájú és korú kőzetek is megjelennek, amelyek kitörése részben átfedi a fonolitos és trachitos sorozatok kitörésének idejét. A hosszabb ideig tartó kitörések miatt a K/Ar korok fiatalodhatnak a fiatalabb kitörések miatt, a köpenyből differenciálódott kőzetek viszont többlet argont tartalmazhatnak. Emiatt a K/Ar korok értelmezése nagy körültekintést igényel. Végeredményben a Cseh Középhegység fonolitos és trachitos kőzeteire 36,2-23,3 M év időintervallumot állapítottunk meg. E két sorozattal kapcsolatos Ústi nad Labem Formáció bazanitos és a Decin Formáció trachibazaltos kőzeteinek kora – részben irodalmi adatok alapján – 36,1 - 25,2 M év, ill. 30,8 – 24,7 M év.

- *A Moldanubikum és a Moráviai egységek határán lévő (Cseh Masszívum, cseh – osztrák határ) gabbrók korának meghatározása.* Az amfibolon, klinopiroxénen, plagioklászson és biotiton mért korok többsége a 389 M év – 254 M év kortartományban van, jelezve a variszkuszi hegységképződés és metamorfózis jelentőségét a K/Ar korok kialakulásában. Idősebb korokat mértünk (1302 M év és 796 M év) ugyanezen gabbrókból elválasztott plagioklászson Korolupy-nál és Nonndorf-nál: ezek a korok egyértelműen a variszkuszi időben, fluidumokból beépült többlet Ar hatására alakultak ki (sósavas kezelés az 1302 M év kort 344 M évre csökkentette). A tényleges korokat a Korolupy- és Mariz-nál mintázott

gabbró amfiboljain mért, egymással jól egyező K/Ar korok (550 M év, 573 M év és 568 M év) mutatják. E két lelőhelyen a variszkuszi hatás az amfibol K/Ar korát nem érintette.

Kisfokú és nagyon kisfokú metamorfitek kronológiai vizsgálata és a korok értelmezésének nehézségei. Ezzel a témával már több mint 2 évtizede kezdtünk foglalkozni, és a jelen projekt kezdetekor már világosak voltak a korok értelmezésének nehézségei és kirajzolódott a vizsgálatok stratégiájának olyan módosítása iránti igény, ami a formális K/Ar korok jobban megalapozott értelmezéséhez vezethet.

Mik voltak ezek az értelmezési nehézségek? A kronológiai gyakorlatban legtöbbször a $< 2 \mu\text{m}$ -es méretű agyagásványok korát mérik, s a koradatot vagy a metamorfózis koraként, vagy pedig, ha a metamorfózis a Hunziker et al. (1986) által az illit záródási hőmérsékletére megadott $260 \pm 30 \text{ }^\circ\text{C}$ -nál magasabb hőmérsékleten történt, a metamorfózist rövid idővel követő kiemelkedés (azaz a záródási hőmérséklet alá hűlés) idejeként értelmezik. Megfigyeltük azonban, hogy a kisebb szemcseméretű (pl. $< 0,6 \mu\text{m}$ -es) agyagásványokon mindig fiatalabb korokat mérünk, s ez a korkülönbség a 10 M évet, sőt, időnként az 50 M évet is eléri. Ezt nem lehetett lassú kiemelkedéssel magyarázni, fel kellett tételeznünk, hogy az agyagásványok átalakulása időben nagyon hosszú, esetleg időben ismétlődő folyamat. A koradatok meggyőzőbb értelmezése érdekében tehát a kormeghatározást különböző szemcseméretű frakciókon is el kell végezni.

Az agyagásványok záródási hőmérsékletük alatt is keletkezhetnek, ilyenkor az újonnan keletkezett autigén és a detritális törmelék, utóbbi részben megőrizheti eredeti korát, együtt fordulhat elő, esetenként még a $< 2 \mu\text{m}$ -es frakcióban is. A detritális fázis jelenlétére mineralógiai vizsgálatokból, Kübler index, klorit kristályosság (Árkai index), stb., következtethetünk. E vizsgálatok elvégzése alapvetően fontos. Ha több szemcseméretet mérünk, amelyekben megállapítható az autigén és detritális ásványok aránya, grafikus módszerrel megállapítható külön-külön a detritális és autigén ásvány kora. Ezt a módszert többen tárgyalták, az egyik javaslat azonban hibás, az erre rámutató és a hibát korrigáló javaslat pedig túl bonyolult. Az e kérdéssel foglalkozó szerzők sajnos nem vették észre, hogy egyszerűbben és szemléletesebben akkor oldható meg a probléma, ha külön-külön határozzuk meg az autigén és detritális ásvány kálium és $^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ tartalmát, mert ezek a mennyiségek (eltérően a K/Ar kortól) lineárisan függnek a két komponens arányától. Sajnos e módszert – megfelelő minta hiányában – még nem tudtuk kísérletileg is bemutatni.

További probléma, hogy az ásványokban a $^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ atomok koncentrációja rendkívül alacsony, minden 20 – 50 milliomodik atom lehet $^{40}\text{Ar}(\text{rad})$. Ha ez a $^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ diffúziós úton eltávozik, akkor az valószínűleg nem jár az ásvány paramétereinek megváltozásával. Tehát a detritális ásványparaméterek megmaradásából még nem következik a detritális ásványra jellemző kor megőrződése is. Nem tudom, e kérdést hogyan lehetne tisztázni, hogyan lehetne egy ásványtanilag detritális ásványról megállapítani, hogy K/Ar kora is megőrződött? Erre valószínűleg speciálisan alkalmas földtani környezetből származó kőzetek komplex vizsgálata adhatna választ. Megítélésem szerint erre a Bükk-hg különösen alkalmas lenne, mivel itt több helyen magmás kőzetek és kisfokú metamorfitek együtt fordulnak elő, s amint arra még a záródási hőmérséklettel kapcsolatban visszatérek, a magmás kőzetek egyes ásványain remény van a záródási hőmérséklet kísérleti meghatározására.

• *Vizsgálatok a Bükkium epi- és anchizónás, valamint diagenetikusan átalakult kőzeteinek különböző szemcseméretű agyagásványain.* A különböző fokon átalakult kőzetekből a $< 0,6 \mu\text{m}$ -tól $< 32 \mu\text{m}$ -ig terjedő méretű agyagásványokat vizsgáltunk. A kormeghatározások

mellett az ásványparaméterek közül a Kübler (KI) és Árkai (CIC) indexek és az elemi krisztallitok vastagságának meghatározására került sor az MTA GKKI-ban (Judik K.).

Mindhárom vizsgált minta esetén a szemcseméret csökkenésével a kor csökkenése figyelhető meg, ami meghaladja a valamivel alacsonyabb záródási hőmérséklet alapján várható értéket. Az Ar diffúziója a fázishatárok mentén nagyságrendekkel gyorsabb, mint az egyes elemi krisztallitok belsejében, ezért a záródási hőmérséklet jobban függ a krisztallitok, mint a szemcsék méretétől. Ezen korrelációk miatt a kisebb szemcseméretű ásványokban valóban fiatalabb korok várhatók, de nem a megfigyelt mértékben. A nagyon hosszú ideig tartó, vagy ismétlődő ásványképződés miatt ennek (jelenlegi ismereteink alapján) két oka lehet. 1. A szakirodalom szerint a nagyon kisméretű illit már 150 °C hőmérsékleten is adhat le radiogén argont. Ebben az esetben a fiatal korok lényegében mérési hibák is lehetnek, ha a 250 °C-on kályházott argonkivonó berendezésben alakulnak ki. Ezt a lehetőséget a diagenetikus és anchizónásan átalakult kőzetek < 0,6 µm szemcseméretű frakcióin sikerült ellenőriznünk, és hibahatáron belül egyező korokat kaptunk. 2. A másik lehetőség, amire Árkai Péter hívta fel a figyelmem, hogy a felületi elváltozás során jelenleg is képződhet kisméretű agyagásvány. Ennek a lehetőségnek a kiszűrése elég nehéz lehet: Egyértelműen azonos hőtörténetű lelőhelyről kellene ép és bontott mintákból < 0,6 µm-es agyagásványt elválasztani és korukat összehasonlítani. Ennek elvégzésére még nem volt lehetőségünk. A 3 mintánk közül az epizónásan elváltozott esetén merülhet fel, hogy a legkisebb szemcseméretű (legfiatalabb) minta részben felszíni bontás során képződött.

A nagyobb, leginkább a < 32 µm-es frakció ásványtani paraméterei hasonlíthatnak a kisebb szemcseméretűekre jellemző értékhez. Ennek oka szerintem a nagyobb méretű frakciók ásványtani inhomogenitása lehet, vagyis a nagyobb szemcseméretűek egy része kisebb szemcsékből tevődhet össze.

A diagenetikus mintán (NHA-3) az átalakulás korára a nagyobb szemcseméretű frakciókon mért 184 – 173 M év a jellemző. Látható, hogy ezt a kort a szarvaskői gabbró benyomulásának jól ismert kora (K/Ar: 166 – 165 M év, Árva-Sós et al., 1987; Ar/Ar: 162,9±0,9, Balogh, Pécskay, 2001) nem befolyásolta. A minta kisebb szemcseméretű frakcióin kimutatható egy 117 – 100 M év korú utóhatás, ami a közeli gabbró földpátjain is jelentkezik. (Árva-Sós et al., 1987).

Az anchizónás mintán a metamorfózis idejére a 32 – 2 µm-es K fehér csillámok a 140 – 122 M év kortartományt valószínűsítik, bár nem zárható ki, hogy a mért korok keverék értékek.

A < 2 µm-es frakciók kora pedig az alsó/felső-kréta határán egy újabb, kevésbé intenzív átalakulást jelez.

Az epizónás átalakulás korára a 116 – 101 M év kortartomány adódik, de már a < 4 µm-es frakción jelentkezik egy, az alsó/felső-kréta határnál valamivel fiatalabb átalakulás, ami korban a Keleti-Bükk magmás benyomulásaihoz hasonló.

• *A Rudabányai-hg. (Telekesoldal takaró és összlet) vizsgálata.* Legrészletesebben a Telekesoldal takaró vizsgálatára került sor. A Telekesoldal takarón mért adatok idősebb része a 128 – 117 M év tartományban szór, lényegében a Bükk hg. anchizónás kőzeteihez hasonló korban lejátszódó metamorfózist mutat. Két mintán fiatalabb, kb. 90 M év kor adódott, ez a Keleti-Bükkben észlelt korokhoz hasonló, Megfigyelhető, hogy a fiatalabb minták K tartalma alacsony, ez a fehér K-csillámok elváltozásával lenne magyarázható, viszont ez a jelenség a KI és ChC indexekben nem tükröződik.

Legidősebb a Rb661/1 fúrásból származó minta, (136,6 M év), és ez a vizsgált minták közül a legjobban kristályosodott. Ezen az alapon a metamorfózis legvalószínűbb ideje a jura/kréta határ közelében valószínűsíthető. Ezután a felső-kréta elején egy újabb, kevésbé intenzív fiatalító hatás jelentkezik. A Telekesvölgy összletben mértük a legidősebb kort (148,6 M év), a minta a KI alapján törmelékesnek minősíthető, így kora a metamorfózisnál idősebb, keverék kor.

- *A lillafüredi nyírási zóna (LSZ) vizsgálata.* A metaandezitben kifejlődött „Lillafüredi Nyírási Zóna” (LSZ) képződésének korát szintén a $< 2 \mu\text{m}$ méretű agyagásványok kormeghatározásával határoztuk meg. A LSZ-ből vett 9 minta kora a 77,2 – 73,0 M év tartományban szór, a mérések átlagos hibája 2,9 M év. A kontroll metaandezit minta az LSZ-től kb. 130 m távrolról származik, kora $79,2 \pm 3,0$ M év. A viszonylag kevés minta alapján nehéz eldönteni, hogy ez a korkülönbség szignifikáns-e? A nyírás valószínűleg kapcsolatos a kiemelkedéssel és lehüléssel. A probléma részletesebb vizsgálatot érdemelt volna, a LSZ olyan méretű környezetére is ki kellett volna terjeszteni, ahol a kiemelkedési korok különbsége már meghaladja a mérési módszer időbeli felbontását. (Koroknai et al., 2001)

Összefoglalva:

A Bükkium területén a szarvaskői gabbró benyomulását követően az agyagásványok K/Ar módszeres vizsgálatával 3 kisfokú metamorf fázis mutatható ki: (1) a jura/kréta határ közelében, (2) az alsó-kréta vége felé, és (3) a felső-kréta kezdeti-középső szakaszában.

A $< 2 \mu\text{m}$ méretű agyagásványok koradatainak értelmezése nehéz, még elég sok a kellőképpen ki nem kutatott probléma. Emiatt a vizsgálatok nagyon munkaigényesek. A Bükkium területe igen alkalmasnak látszik a nyitott kérdések tisztázására, mivel itt az agyagásványok mellett kormeghatározásra alkalmas, biztosabban értelmezhető korú magmás ásványok is találhatóak.

- *Kis- és nagyon kisfokú metamorfitek kormeghatározása a Tisza szlavóniai részén (Papuk).*

A Psunj (PMC) és Radlovac (RMC) metamorf összleteket, továbbá a felső-perm – alsó-triász üledékes rétegsorokat (PTSS) vizsgáltuk. A 0,5, 2, 6 és 20 μm -es frakciók mellett a teljes kőzeten és néhány esetben a $> 0,1$ mm-es törmelékes csillámon végeztünk kormeghatározást.

A törmelékes csillámok kora egyértelműen variszkuszi metamorfózisra utal, a korok nagyobb része viszont a későbbi kisebb fokú átalakulás során részben fiatalodott. A 0,5 és 2 μm -es frakciók kora felső/középső-kréta, a legfiatalabb korok 79-71 M évesek. Ez az adat számunkra azért is jelentős, mert a bodai agyagkő formációban és üveghutai törések mentén a legfiatalabb agyagásványok kora szintén kb. 75 M év. A 20 – 6 μm -es frakciók kora 115 – 95 M év, de nem kizárt, hogy ezek a korok detritális csillámok jelenléte miatt kialakult keverék korok. (Bisevac et al., Geol. Carp., beküldve)

Vizsgálataink egyértelműen mutatják, hogy az agyagásványok a törmelékes csillámok záródási hőmérsékleténél alacsonyabb hőmérsékleten képződtek. Az is látható, hogy a Bükkiumban kimutatott jura/kréta határra tehető metamorf fázis itt vagy nem jelentkezett, vagy pedig egy későbbi fázis azt teljesen felülírta.

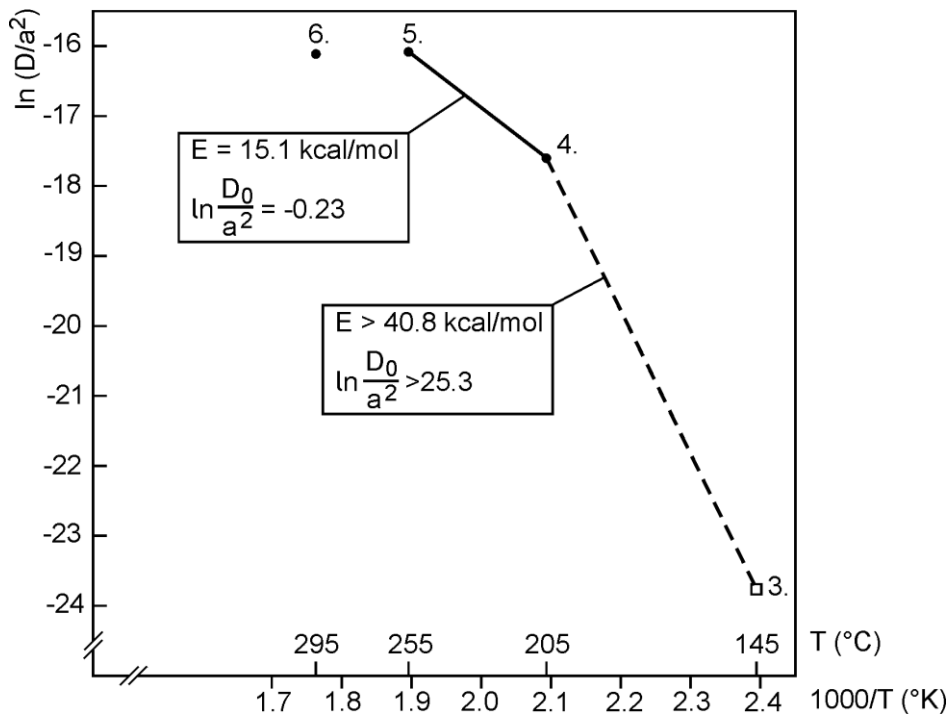
A Hegyestű leucitján észlelt effektus oka. Az előzőekben kimutattuk, hogy a Hegyestű bazanitján mért K/Ar korok fiatalabbak a tényleges kornál, Megkapható viszont a tényleges kor, ha a kormeghatározás előtt a megtört bazanitot sósavval (mint Okayamában) vagy fluorsavval (mint Amsterdamban) kezeljük. E kezelés során az ásványok egy része feloldódik. Ugyancsak megkapjuk a helyes kort, ha az argonkivonó berendezésünket az argontartalom kivonása előtt a szakirodalomban ajánlott 250 °C helyett csak 150 °C hőmérsékleten melegítjük elő. Mikroszkópos és scanning elektron mikroszkópos vizsgálatok alapján, figyelembe véve továbbá, hogy a savas kezelés a káliumtartalom nagyobb részét eltávolítja, arra a következtetésre jutottunk, hogy az alacsony (< 250 °C) hőmérsékleten történő argonleadásért a leucit a felelős, s kisebb mértékben a nefelin szerepe sem zárható ki.

Az alacsony hőmérsékleten történő argonleadás kétféleképpen történhet: (1) vagy olyan a Hegyestű leucitjának szerkezete, hogy belőle az Ar a kristályszerkezet változása nélkül is könnyen eltávozik (szakirodalmi adatok szerint rendkívül finomszemcsés ásványokkal ez megtörténhet), vagy pedig (2) a vákuumban történő előmelegítés során változik a leucit szerkezete, és az argonleadás ehhez a szerkezetváltozáshoz kapcsolódik. E kérdés eldöntése céljából a Hegyestű leucitjából egy sorozatot helyeztünk el az argonkivonó berendezésben, és a kályházás hőmérsékletét lépésenként emelve 55 – 295 °C-ig mértük a mintában maradt ⁴⁰Ar(rad) mennyiségét (1 táblázat).

1. táblázat. A HT-1 bazanit ⁴⁰Ar(rad) tartalma az emelkedő T-n végzett kályházás után

Kályházás sorszáma	Kályházás időtartama óra	Hőmérséklet T °C	Mintában maradt ⁴⁰ Ar(rad) 10 ⁻⁷ cm ³ /g	Kor ±σ Ma	F ⁴⁰ Ar(rad) frakcionális leadása
1	35	55	7,279	32,7	7,72 ± 0,4
2	+20	95	7,236	35,7	7,68 ± 0,38
3	+20	145	7,270	41,9	7,71 ± 0,35 < 0,03
4	+20	205	6,305	36,6	6,69 ± 0,32 0,132
5	+20	255	5,124	40,2	5,44 ± 0,25 0,294
6	+20	295	4,486	39,4	4,76 ± 0,22 0,382

Az 1. táblázat mutatja, hogy 145 °C hőmérsékletig a mintában lévő ⁴⁰Ar(rad) koncentrációja nem változik, utána viszont folyamatosan csökken. Ha 295 °C hőmérsékletig a leucit szerkezete nem változik, akkor az Ar diffúziós úton történő leadásának az aktivációs energiája változatlan marad, s az argonleadásból számolható diffúziós paramétereket 1/T függvényében ábrázolva (az Arrhenius diagramban) azok egyenesre illeszkednek, aminek meredekségéből kiszámolható az aktivációs energia (1. ábra).



1. ábra. A HT-1 minta lépcsőzetes előmelegítése során leadott $^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ tartalma alapján szerkesztett Arrhenius diagram

Az 1. ábrán látható, hogy a Hegyestű leucit tartalmú bazanitja esetén egyenesre illeszkedésről szó sincs, a 145 – 295 °C hőmérséklet tartományban a leucit megváltoztatja a szerkezetét.

A záródási hőmérséklettel kapcsolatos problémák.

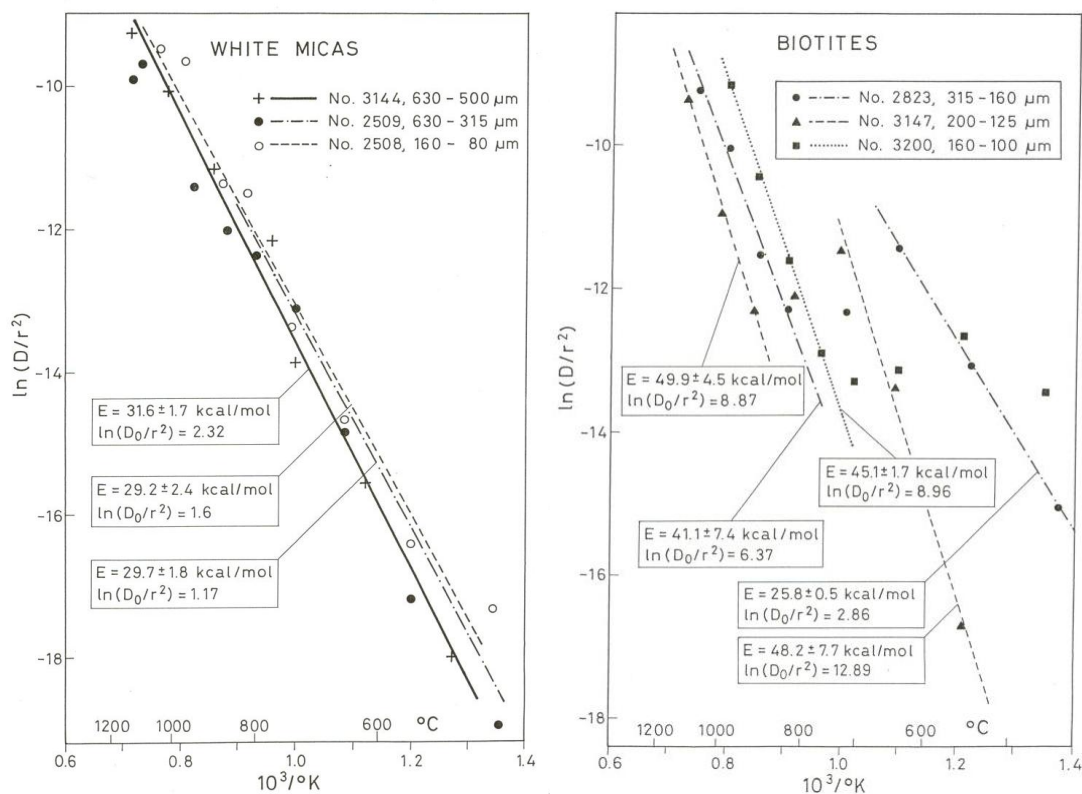
Közetek metamorfózisa során a hőmérséklet és a nyomás emelkedésével az ásványi összetétel változik, és egyensúlyi állapotban a hőmérsékletre és nyomásra jellemző ásványok (ásványtársulás) jelennek meg. Ezen az elven az ásványtársulásból következtetni lehet a metamorfózis hőmérséklet- és nyomásviszonyaira. Adott pT mellett az egyensúlyi ásványtársulás kialakulásához földtanilag is igen hosszú időre lehet szükség, a pT viszonyok gyors változása mellett az egyensúlyi helyzet ki sem alakul. Az egyensúly kialakulásához szükséges idő erősen függ a fluidumok jelenlététől és kémiai összetételétől.

Kisfokú metamorfitok esetén, a kisebb hőhatás miatt, még jelentősebb a fluidumok és egyéb tényezők szerepe. Erre extrém példa, hogy vasoxidáló baktériumok jelenlétében alig több mint egy év alatt a szmektit 15 – 20 %-a muszkovittá ill. I/S szerkezetű alakult (Ivarson et al., 1980), ugyanakkor Na^+ tartalmú pórusvízben a Na^+ -mal telített szmektit 400°C-ig stabil marad (Eberl és Hower, 1977). Az agyagásványok stabilitásával kapcsolatban szem előtt tartandó, hogy pl. az R1 I/S Viczián szerint (1994) a 90-130 °C, Inoue et al. (2004) szerint a 150 - 225 °C hőmérséklettartományban stabil. Ennek ellenére az Alföld pliocén üledékes közeteinek agyagásványainak formális K/Ar kora kb. 190 – 80 M év.

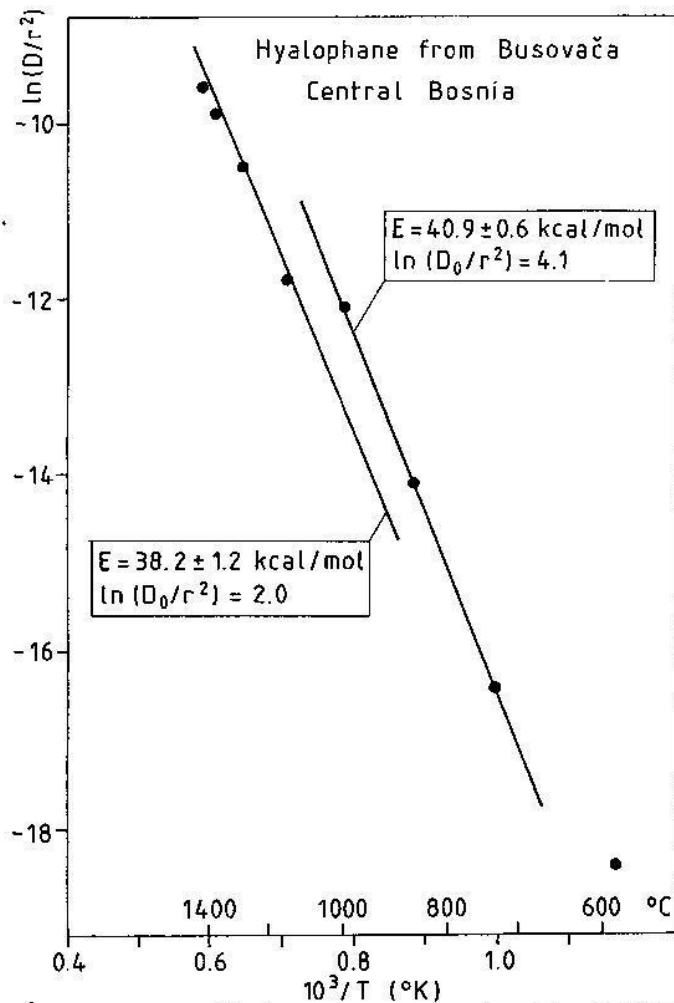
Ilyen körülmények között természetesen nagyon fontos lenne az ásványtani paraméterek mellett azoktól független módszerrel is meghatározni egy adott K/Ar korú ásvány által elszenvedett legnagyobb hőmérsékletet.

A záródási hőmérséklet elvileg laboratóriumi kísérlettel is meghatározható. Sőt, Ar/Ar kormeghatározás esetén a záródási hőmérséklet meghatározásához szükséges adatok a

korspektrum felvételének mellékeredményeként adódnak. Előző munkáink során (Balogh, 1999) Ar/Ar kormeghatározásokat is végeztünk muszkoviton a hazai Veporidákon, a Villány-Bihar és Békés-Codru alegységeken és a Soproni-hg-ben, az utóbbiban biotiton is (Balogh, Dunkl, 2005). A 2. ábrán a Soproni-hg Ar/Ar korspektrumainak alapján, a $^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ leadásának adataiból kiszámolt diffúziós paraméterek láthatók az Arrhenius diagramban. Látható, hogy a muszkovitok pontjai egészen jól illeszkednek egyenesre, az aktivációs energiából számított záródási hőmérséklet azonban irreálisan alacsony, $< 200\text{ }^\circ\text{C}$ volt. Ezt tapasztaltuk minden hazai muszkoviton felvett Ar/Ar korspektrum esetén is. A biotitok azonban bonyolultabb képet mutatnak. Alacsonyabb hőmérsékleteken a diffúziós paraméter kevésbé függ a hőmérséklettől, a $600 - 800\text{ }^\circ\text{C}$ tartományban az ásványszerkezet átalakulását jelzi. Magasabb hőmérsékleteken viszont a pontok egyenesre illeszkednek, s a meghatározható záródási hőmérséklet $244 - 321\text{ }^\circ\text{C}$, ami nem mond ellent az szakirodalmi adatoknak ($280 \pm 40\text{ }^\circ\text{C}$, Harland et al., 1990). Meg szeretném említeni, hogy Huszty Árpád fizikus hallgató diplomamunkájában biotit és muszkovit záródási hőmérsékletét vizsgálta (2005) atmoszférikus nyomáson, alacsonyabb ($< 730\text{ }^\circ\text{C}$) hőmérsékleten hosszabb idejű melegítés mellett (kb. 6 hét). A muszkovit és biotit pontjai egyaránt illeszkedtek egyenesre, a biotitra $334\text{ }^\circ\text{C}$, a muszkovitra $221\text{ }^\circ\text{C}$ záródási hőmérséklet adódott. Ez teljesen ellentmond a természetes környezetükben lévő kőzetek kormeghatározásából levonható következtetéseknek, amelyek a muszkovit magasabb záródási hőmérsékletét mutatják. E jelenség magyarázatának kulcsa valószínűleg a biotit vastartalmában keresendő (amint azt az amfibollal kapcsolatban már kimutatták). A víz a biotitból nem vízként távozik el, hanem - miután az oxigén az Fe^{2+} -t Fe^{3+} -szá oxidálta - hidrogénként, igen gyorsan. A vízmentes biotitból pedig az Ar sokkal lassabban távozik, mivel az eltávozó víz folyamatosan rácshibákat kelt, amik nagyon megnövelik a diffúziós állandót. A muszkovitból a víz nem távozik el az Ar előtt, így a víz diffúziós állandót növelő hatása az Ar teljes eltávozásáig megmarad. Az atmoszférikus nyomáson, alacsonyabb



2. ábra. Muszkovitok és biotitok diffúziós paraméterei az Arrhenius diagrammokban. Az Ar/Ar korspektrumok kigázosítási adataiból szerkesztett ábrák.



3. Ábra. Hialofán kigázosításának adatai az Arrhenius-diagramban

hőmérsékleten végzett kísérlet során a víz diffúziót növelő hatása valószínűleg nem tud érvényesülni.

E bizonytalanság következtében az agyagásványok záródási hőmérsékletére laboratóriumi kísérletektől megbízható eredményt nem remélhetünk. Tanulságosak viszont a Boszniai palahegységen szintén régebben végzett vizsgálataink (Palinkas et al., 2000; Pamic et al., 2004). Hialofán minta Ar/Ar korát határoztuk meg, s a kigázosodás adatait az Arrhenius diagramban ábrázoltuk. A pontok egészen jól illeszkednek két, kissé eltérő szemcseméretű frakcióra utaló egyenesre (3. ábra). Az egyenesekből 254 ill. 253 °C záródási hőmérséklet határozható meg, ami jól egyezik a földtani viszonyok alapján várható értékkel. A $31,2 \pm 0,3$ M év korú hialofán közvetlen közelében lévő muszkovit K/Ar kora 38,7 M év, záródási hőmérséklete tehát idősebb a hialofánénál. Ebből az következik, hogy vízmentes ásványokon nem reménytelen reális záródási hőmérséklet meghatározása az Ar/Ar kormeghatározással kapcsolatban nyert adatokból sem. Továbbá a rendelkezésünkre álló, kb. 750 °C hőmérsékletig használható berendezés, amelyben egyidejűleg 8 különböző hőmérsékleten melegíthető a minta, akár több hónapig is, alkalmas lehet ásványok záródási hőmérsékletének meghatározására. Mindenképpen előnyös, ha a kisteknő metamorfitokkal együtt lehetőség van velük azonos hőhatást elszenvedett magmás ásványok kormeghatározására is, amelyeken laboratóriumi körülmények között is meghatározható lenne a záródási hőmérséklet.

Irodalom

- Árva-Sós E., Balogh K., Ravasz-Baranyai L., Ravasz Cs. (1987): Mezozoos magmás kőzetek K/Ar kora Magyarország egyes területein. *M. Áll. Földt. Int. Évi Jel.* 1985-ről p. 295-307.
- Balogh, K., Pécskay, Z. (2001): K/Ar and Ar/Ar geochronological studies in the Pannonian-Carpathians-Dinarides (PANCARDI) region. *Acta Geol. Hung.*, 44/2-3 281-299.
- Koroknai, B., Horváth, P., Balogh, K., Dunkl, I. (2001): Alpine metamorphic evolution and cooling history of the Veporic basement in northern Hungary: new petrological and geochronological constraints. *Int. J. Earth Sciences*, 90, 740-751.
- Pamić, J., Balogh, K., Hrvatović, H., Balen, D., Jurković, I. and Palinkaš, L. (2004): K - Ar and Ar - Ar dating of the Palaeozoic metamorphic complex from the Mid-Bosnian Schist Mts., Central Dinarides, Bosnia and Hercegovina. *Miner. Petrol.* 82, 65-79.
- Balogh, K., Dunkl, I. (2005): Argon and fission track dating of Alpine metamorphism and basement exhumation in the Sopron Mts. (Eastern Alps, Hungary): thermochronology or mineral growth? *Mineralogy and Petrology*, 83, pp. 191-218.
- Balogh Kad. (1999): K/Ar módszeres földtörténeti kutatások, a módszer alkalmazási lehetőségeinek kiterjesztése. Zárójelentés a T 014961 sz. OTKA projektről (1995-1998). MTA ATOMKI, Debrecen, p. 20
- Balogh, Kad., Dunkl, I. (2005): Argon and fission track dating of Alpine metamorphism and basement exhumation in the Sopron Mts. (Eastern Alps, Hungary): thermochronology or mineral growth? *Mineralogy and Petrology* **83** 191-218
- Harland, W. B., Armstrong, R. L., Cox, A. V., Craig, L. E., Smith, A. G., Smith, D. G. (1990): A geologic time scale 1989. Cambridge Univ. Press., Cambridge, N.Y., Port Chester, p. 263
- Hunziker, J. C., Frey, M., Clauer, N., Dallmeyer, R. D., Friedrichsen, H., Flehmig, W., Hochstrasser, K., Rogwiler, P., Schwander, H. (1986): The evolution of illite to muscovite: mineralogical and isotopic data from the Glarus Alps, Switzerland. *Contr. Mineral. Petrol.* **92** 157-180
- Husztly Á. (2005): Argon diffúziójának vizsgálata ásványokban, a "záródási hőmérséklet" meghatározása. Diplomamunka, Debreceni Egyetem, TTK, fizikus szak. p. 59
- Inoue, A., Meunier, A., Beaufort, D. (2004): Illite-smectite mixed-layer minerals in felsic volcanoclastic rocks from drill cores, Kakkonda, Japan. *Clays Clay Minerals* **52** 66-84
- Ivarson, K. C., Ross, G. J., Miles, N. M. (1980): The microbiological formation of basic ferric sulfates 3. Influence of clay minerals on crystallisation. *Can. Jour. Soil Sci.* **60** 137-140
- Eberl D., Hower, J. (1977): The hydrothermal transformation of sodium and potassium smectite into mixed-layer clay. *Clays Clay Minerals* **25** 215-227
- Palinkaš, A. L., Balogh, Kad., Strmić, S., Pamić, J., Bermanec, V. (2000): Ar/Ar dating and fluid inclusion study of muscovite, from the pegmatite of Srednja Rijeka, within granitoids of Moslavačka gora Mt., North Croatia. *Vijesti* **37/3** Spec. Issue, PANCARDI, 2000., Dubrovnik, Croatia. Abstracts. 95-96
- Pamić, J., Balogh, Kad., Hrvatović, H., Balen, D., Jurković, I., Palinkaš, L. (2004): K-Ar and Ar-Ar dating of the Palaeozoic metamorphic complex from the Mid-Bosnian Schist Mts., Central Dinarides, Bosnia and Hercegovina. *Miner. Petrol.* **82** 65-79

Viczián, I. (1994): A szmektit-illit átalakulás függése a hőmérséklettől. Földt. Közl. **124/3**
367-379

Beküldött vagy összeállítás alatt lévő közlemények

Biševac, V., Balogh, K., Dražen, B. and Tibljaš, D.: **Alpine (Cretaceous) very low- to low-grade metamorphism recorded on illite fraction from South Tisia (Mt. Papuk, Croatia).** Geologica Carpathica, beküldve.

J.Ulrych, J., Ackerman, L., Řanda, Z., Ernst Hegner, E., Balogh, K., Frána, J., Miloš Lang, M., and Jiří K. Novák, J.K.: **Phonolitic and trachytic rocks of the České středohoří Mts., Ohře (Eger) Rift, Bohemian Massif: geochemical characteristics and differentiation trends.** Beküldésre előkészítve.

Judik, K., Balogh, K., Rantitsch, G., Árkai, P.: **K-Ar age data versus grain size, phyllosilicate “crystallinity” indices, crystallite size and lattice strain: a case study of fine-grained siliciclastites of different metamorphic grade from the Bükkium (N Hungary).** Beküldésre előkészítve.

Ulrych, J., Prichystal, A., Ackerman, L., Balogh, K., Pécskay, Z., Hegner, E. and Zimák, J.: **Geochemistry of Plio-Pleistocene volcanics of the Bohemian Massif (W Bohemia and N Moravia – Silesia).** Beküldére előkészítve.