

*Éljen a kérdőjel,  
vesszen a pont!*

Örkény István

## **A hőörténet modellezése fission track adatok felhasználásával — a Bükk-hegység kiemelkedéstörténete**

Thermal modelling based on apatite fission track dating:  
the uplift history of the Bükk Mts.  
(Inner Western Carpathians, Hungary)

DUNKL István<sup>1</sup>, ÁRKAI Péter<sup>1</sup>, BALOGH Kadosa<sup>2</sup>, CSONTOS László<sup>3</sup> és NAGY Géza<sup>1</sup>

(11 ábrával)

### **Abstract**

The thermal history of the Palaeozoic and Mesozoic formations of the Bükkium was traced by illite-muscovite K/Ar, zircon fission track and apatite fission track methods. The orogenic metamorphism culminated at Late Jurassic–Early Cretaceous, the applied isotope geochronometers provided time-temperature paths of the cooling of different units. By apatite fission track length measurements and modelling we determined post-metamorphic thermal overprint of the Bükk Mts. The metamorphic rocks were buried after the first exhumation by a thick sediment pile in Paleogene time. After a period of erosion they were buried again in the Middle-Late Neogene time. The track shortening proved that the thickness of the latter burial was around 1 km and the erosion of it has started not much earlier than the beginning of Pleistocene.

### **Összefoglalás**

A dolgozat első része módszertani összefoglaló: egy alacsony (30–120 °C) hőmérsékletű termikus esemény kimutatására és datálására alkalmas modern geokronológiai eljárás ismertetése. Az akcesszórius apatitkristályokban mérhető fission track kor (vagy hasadvány nyom kor) a jelenleg alkalmazott izotópgeokronológiai eljárások közül legérzékenyebben reagál a hőhatásokra. Már sekély betemetődés, illetve rövid ideig ható epitermális hidrotermák okozta hőhatás is jól kimutatható segítségével. Az apatitkristályok urántartalmának természetes hasadása során létrejövő hasadvány nyomok száma az alacsony hőmérsékleten, felszínközeli környezetben eltöltött

<sup>1</sup>MTA Geokémiai Kutatólaboratóriuma, H–1502 Budapest, Pf. 132.

<sup>2</sup>MTA Atommagkutató Intézet, Debrecen

<sup>3</sup>ELTE Földtani Tanszék, H–1088 Budapest, Múzeum krt. 4/a

időtartamra utal. Mivel a hasadvány nyomok hosszát csökkenti a magasabb (60–125 °C) hőmérsékleten bekövetkező kristályrács rendeződés, a nyomok hosszúsága és a hosszúság eloszlás alapján a hőtörténet jellegére következtethetünk.

A dolgozat második része a Bükkium egységeinek metamorf és poszt-metamorf hőtörténetével foglalkozik. A jura végén–kréta elején bekövetkezett metamorf csúcs utáni lehülés menetét illit-muskovit K/Ar, cirkon fission track és apatit fission track eljárásokkal meghatározott korok fejezik ki. Az apatiton mért adatok felhasználásával végzett hőtörténeti modellezéssel nyilvánvalóvá vált, hogy a Bükk-hegység metamorfizmainak jelenlegi felszíne a középsőmiocén után jelentős mélységre süllyedt. A hozzávetőlegesen 1 km vastag fedő üledéksor csak közvetlenül a pleisztocént megelőzően erodálódott.

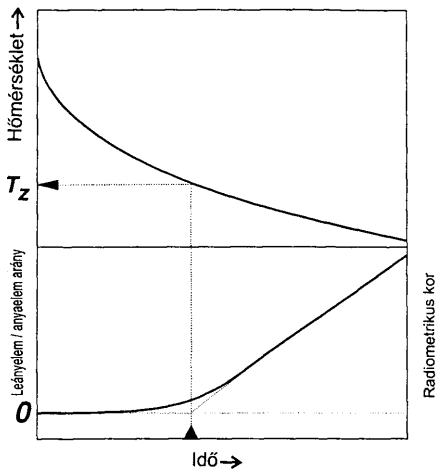
Key words: fission track, uplift, Bükk, Neogene, Quaternary

### Bevezetés

A legtöbb radiometrikus kormeghatározási eljárás olyan folyamaton alapul, amely során egy radioaktív anyaelemből ismert sebességű bomlással ún. leányelem jön létre. Az anyaelem és a leányelem arányának megmérésevel lehet meghatározni azt az *időtartamot*, amely alatt sem az anya-, sem a leányelem nem távozott el, illetve épült be az ásványba/minta térfogatba, vagyis a rendszer ezen elemekre nézve zárt volt. Az immobilizáció általában egy adott hőmérséklettartomány felett következik be, illetve kémiai- és fázisátalakulás, valamint megnövekedett fluidum mozgás eredményezheti. A legáltalánosabban alkalmazott modell szerint az ún. záródási hőmérséklet alá hűlés után egy ásványban a radioaktív bomlástermékek akumulációja zavartalan, a koregyenlet alapján számolt időtartam egyenlő lesz a lehűlés óta eltelt idővel (1. ábra). Ha a hűlés gyors, nem telik el számottevő idő a közet képződése és az alkalmazott ásványok záródási hőmérséklete alá hűlés között. Ezért a vulkáni közetekben mért radiometrikus kor általában a képződés időpontját fejezi ki. Lassú hűlésű metamorf, illetve magmás testek datálásakor azonban a felhasznált ásvány-izotóp rendszer záródási hőmérsékletének már jelentősége van, mert a meghatározott korok ún. „hűlési korok”. Ezek az eredmények az intrúziós vagy metamorf termikus csúcsot követő lehűlés során az egyes záródási hőmérséklet értékeken való áthaladás időpontjait fejezik ki (2. ábra).

A „záródási hőmérséklet” modell egy kissé durva közelítése a termikusan nem egyensúlyban lévő rendszer egyensúlyiba történő átváltásának. Állandó hibaforrást jelent a záródási hőmérséklethez közeli termikus tartományban, részlegesen egyensúlyi körülmények között töltött időtartam. Ebben a zónában a folyamatosan keletkező bomlástermék még nem rögződik maradéktalanul az anyaelemet tartalmazó fázisban, de nem is diffundál ki azonnal (1. ábra). Ebből következik, hogy különböző hűlési sebességek esetén eltérő záródási hőmérsékletek alakulnak ki (3. ábra).

Egy közettestt enyhe, a záródási hőmérsékletet csak kissé meghaladó újramelegedése során bekövetkezhet a korábban létrejött izotóparányok *részleges* megváltozása, ami „keverék kort” szolgáltat (4. ábra). Az ilyen keverék korokat általában jelentés nélkülűnek tartják, és csak szelvény mentén gyűjtött, viszonylag nagyobb mintaszámmal, vagy a fizikai szeparálás és a kémiai kezelések variálásával lehet olyan radiometrikus eredményeket kapni, amelyek behatárolhatják a földtani események tényleges időpontját.



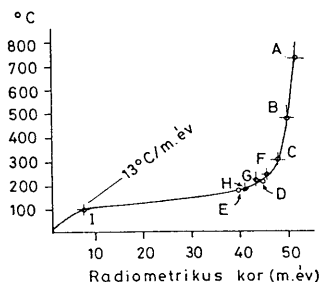
1. ábra. A záródási hőmérséklet definíciója DODSON (1973) alapján.  
 Fig. 1. Definition of the closure temperature after DODSON (1973).

Az alábbiakban ismertetésre kerülő új eljárással, a fission track módszerrel apatiton mért látszólagos (keverék) korokat létrehozó tényezőket szét lehet fésülni, és így az alacsony hőmérsékletű fejlődés fő eseményei megismerhetővé válnak. A dolgozat második felében az eljárás egyik első hazai alkalmazásával a Bükk-hegység 150 °C alatti hőörténetének fő eseményeit rajzoljuk meg.

### A fission track módszer

A geokronológiai vizsgálatok alkalmazásuk első évtizedeiben a kızettetek képződési idejének meghatározására irányultak. Majd párhuzamosan a metamorf kızettan fejlődésével a metamorf események utáni lehülési időszakok körvonalazódtak. Az utóbbi évtizedben a vizsgálatok jelentős része a klasszikus módszerekkel nehézkesen vagy egyáltalán nem nyomozható, alacsony hőmérsékletű események datálására irányult. A mély betemetődés–anchizónás metamorfózis felé, illetve az epi-mezotermális hidrotermális eseményekhez számos tektonikai és nyersanyagföldtani probléma irányította a figyelmet, a CH képződéstől a medence fejlődésen át a jelentős fém-tömegeket koncentráló alacsony hőmérsékletű U, Pb, Zn, Cu telepekig. A 200 °C alatti hőmérsékletű események datálására az egyik legelterjedtebben használt módszer a fission track (vagy magyarul hasadvány nyom) eljárás. Módszertanát tekintve gyökeresen különbözik az izotópgeokronológiai eljárásoktól, ugyanis az urán természetes hasadásával képződő termékek tömege (az uránércet leszámítva) nem határozható

meg, csak az egyes atomok bomlása során létrejövő, optikai módszerekkel vizsgálható roncsolódások száma viszonyítható az urán koncentrációjához (NAESER, 1979).



- A: teljes kőzet Rb - Sr  
 B: amfibol K - Ar  
 C: biotit Rb - Sr  
 D: plagioklász K - Ar  
 E: ortoklász K - Ar  
 F: titanit FT  
 G: biotit K - Ar  
 H: cirkon FT  
 I: apatit FT

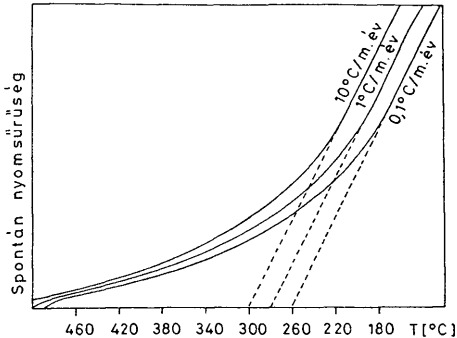
2. ábra. A brit-kolumbiai Quotton intruzió hűléstörténete a különböző hőmérsékletre érzékeny ásvány-izotóprendszer párosok segítségével meghatározva (HARRISON et al., 1978).

Fig. 2. Cooling history of the Quotton pluton (British Columbia) determined by mineral-method pairs of different closure temperatures (HARRISON et al., 1978).

A fission track módszerrel nyert korok jelentéstartalma is eltér az U/Pb, Rb/Sr és K/Ar eljárásokkal kapott koroktól. A bomlás során az urán tartalmú fázisokban létrejött roncsolódások (a hasadvány nyomok) eltűnése és az eredeti kristályrács újrendeződése analóg más izotóp geokronológiai rendszerekben a leánytermékek diffúziójával. Azonban az izotópok diffúzióját számos tényező befolyásolja, míg a hasadvány nyomok helyén a kristályrács rekombinálódása csak a hőmérséklet függvénye (FLEISCHER et al., 1965). Amíg az uránt hordozó fázis át nem kristályosodik, környezetének kémiai átalakulása nem hat a nyomok folyamatos akumulációjára. Ezért lehet a módszerrel teljesen átalakult kőzeteket, például bentonitosodott tufaszinteket is datálni (DUNKL & NAGYMAROSY, 1992).

A fission track módszerrel legelterjedtebben felhasznált ásványok az apatit, a cirkon és a titanit, amelyek záródási hőmérséklete rendre 100–110 °C, 175–225 °C és kb. 250 °C (HARRISON et al., 1978; GLEADOW & BROOKS, 1979). A természetes üvegek már 40–50 °C-on is számottevő nyomeltűnést mutatnak egy millió év alatt. Ezek az értékek alacsonyabbak, mint az U/Pb, Rb/Sr és K/Ar izotópgeokronológiai eljárásokat felhasználó ásványokra meghatározott, zömmel 300 és 500 °C közötti hőmérséklettart-

tományok. Ezért lehet a termikus evolúció legalacsonyabb hőmérsékletű szakaszát datálni a fission track módszerrel (2. ábra).



3. ábra. Az urán spontán hasadásával képződő nyomok akkumulációjának kezdete lassan hűlő közetstek gránátjában (HAACK, 1976). Azon a hőmérsékleten, amikor a nyomok már stabilisak, számuk az idővel arányosan növekszik. Ennek az egyenes szakasznak a visszafelé történő meghosszabbításával nyerhető az ún. „effektív záródási hőmérséklet”, amelynek értéke függ a hűlési sebességtől.

Fig. 3. Beginning of the accumulation of fission tracks in garnet, at different cooling rates (HAACK, 1976).

#### A nyomrövidülés

Az apatit igen elterjedt akcessorikus ásvány, amely általában alkalmas a kor meghatározásra. A fent említett 100–110 °C-os blokkolási hőmérséklet azonban durva egyszerűsítése a nyomeltűnés kinetikájának. Ugyanis a részleges nyomstabilitás zónája (WAGNER, 1979) igen széles: 60–125 °C (sőt ennél alacsonyabb hőmérsékleten is zajlik a nyomok gyengülése, azonban még földtani időtartamok alatt is csak igen lassan: DONELICK et al., 1990). Ez azt jelenti, hogy a hűlés során a részleges nyomstabilitás hőmérséklettartományban az idő múlásával nem lineáris a nyomok felhalmozódása. A korábban képződött hasadvány nyomok az ásványok ionjainak hőmozgása hatására gyengülnek, „fakulnak”. Az apatit kristályrácsában a hasadvány nyom kb. 16  $\mu\text{m}$  hosszú, 1–3 nm átmérőjű, pálcika alakú térrész, amely belül valószínűleg amorf (YADA et al., 1981). Mivel a roncsolódás a nyom végei felé kevésbé intenzív, az eredeti kristályrács termikus rekombinálódása a végeken előbb megindul, és a nyom rövidül. Ezt a jelenséget már a fission track eljárás alkalmazásának kezdeténél megfigyelték (BIGAZZI, 1967), de a folyamat kinetikájának alapos megismerése a 90-as évek elejéig tartott.

A kezdeti években a nyomrövidülés mértékét használták fel az eredményül kapott (sok esetben látszólagos) apatit FT korok korrekciójára az alábbi egyenlet szerint:

$$T_{\text{kor}} = T_m \cdot l/l_0,$$

ahol

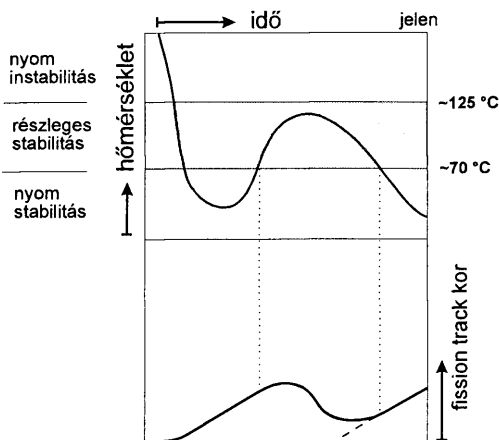
$T_{\text{kor}}$ : korrigált kor,

$T_m$ : a mért látszólagos fission track kor,

$l/l_0$ : a mintában mért, és az utólagos hőhatás nélküli vulkáni kőzetek nyomhosszának aránya.

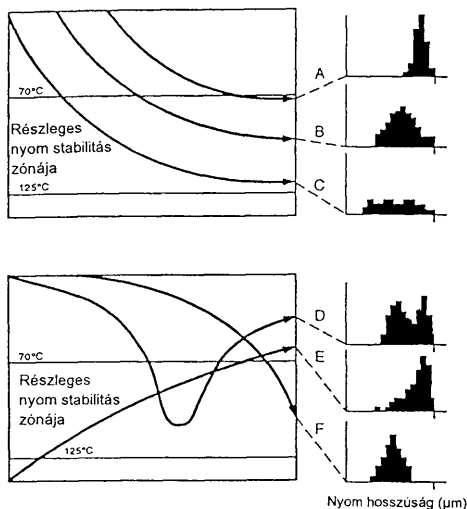
Azonban ez az eljárás csak korlátozottan alkalmazható, elég itt utalni az összetett hőtörténetű, több felmelegedést átélt minták átkalkulálásával kapható „korrigált” kor kérdéses jelentéstartalmára.

Ha nem csak az átlagos nyomhosszt, hanem a nyomhossz-spektrumot is figyelembe vesszük, több információhoz juthatunk. A nyomok hosszúságeloszlása rögzíti a hőtörténet jellegét. A folyamatosan képződő, kb. 16  $\mu\text{m}$  hosszú nyomok rövidülése a hőmérséklet és az időtartam függvénye. Ha a hőmérséklet lecsökken, a folyamatosan képződő, zavartalan hosszúságú, „friss” nyomok mellett a korábban lerövidült nyomok megmaradnak, és jelzik a részleges nyomstabilitás zónájában töltött időtartam nem elhanyagolható hosszúságát, valamint azt, hogy a mért eredmény keverékkor. Az 5. ábra a termikus történet és a nyomhossz eloszlás összefüggését mutatja be.



4. ábra. Az összetett hőtörténet során módosuló fission track kor. A részleges nyomstabilitás hőmérsékleti zónájában eltöltött időszak alatt a FT kor csökken, és egy „látszólagos” kor alakul ki, amely rendszerint nem a hőtörténet egy konkrét eseményét fejezi ki (WAGNER, 1979 után, egyszerűsítéssel).

Fig. 4. The incomplete resetting of the fission track system by a mild thermal overprint. The 'mixed' or 'apparent' ages usually do not relate to a given event of the thermal history (after WAGNER, 1979, simplified).



5. ábra. Néhány hőtörténet típusra jellemző nyomhossz eloszlás (GLEADOW et al., 1983).

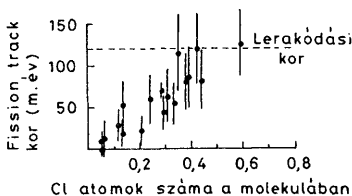
Fig. 5. Typical thermal histories and length distributions (GLEADOW et al., 1983).

### A hőtörténet modellezése

Nagyszámú hőkezelés kísérletet végeztek, hogy az apatitban képződött hasadvány nyomok rövidülésének idő/hőmérséklet összefüggését tisztázzák. A nyomstabilitás paramétereinek ismeretében BERTAGNOLLI és társai (1983) tettek elsőként kísérletet a hőtörténet modellezésére. Ezen eljárás egy feltételezett hőtörténet során létrejövő nyomhossz eloszlást és látszólagos FT kort eredményez. A vizsgált földtani időtartamot sok rövid intervallumra szétválasztva, az intervallumokban képződő nyomokat azonos hosszúnak feltételezve történik a modellezés. Az egyes intervallumokban képződő hasadvány nyomok a feltételezett hőtörténet okozta rövidülésen átesve a jelenleg mérhető nyompopuláció egy részét alkotják (hacsak nem következett be időközben teljes nyomeltűnés). Az időintervallumokat sorbavéve, a rész nyompopulációkat összegezve adódik a kalkulált fission track kor és a kalkulált nyomhossz eloszlás. Ezen adatoknak a mérési eredményekhez való illeszkedése tükrözi a modellezésben feltételezett hőtörténet jóságát. Természetesen a mérthez hasonlító nyomhossz eloszlást, vagy a mérttel azonos kalkulált kort számtalan hőtörténet eredményezhet, azonban a két eredmény együttes jó illeszkedését már csak korlátozott számú hőtörténet feltételezése eredményezi.

A modellezésnél figyelembe kell venni a vizsgált egység kiemelkedéséről, süllyedéséről rendelkezésre álló földtani adatokat, illetve a hőhatásokra utaló bélyegeket. Ezért a modellezést főként medencék hőtörténetének a vizsgálatára használják, ahol a betemetődés folyamata sok ponton kontrollált. Medencék esetében a termikus evolúció lényegesen kisebb konfidencia tartománnyal megismerhetővé válhat, mint összetett hőtörténetű, de jelenleg kiemelt helyzetű, erodált egységek vizsgálatánál.

Az apatitkristályok kémiai összetétele befolyásolja a hasadvány nyomok stabilitását. Az apatit kristályrácsában pótanionként  $F^-$ ,  $OH^-$  és  $Cl^-$  szerepelhet. GREEN és munkatársai (1986) mutatták ki a pótanionnak a hasadvány nyomok termikus stabilitására kifejtett hatását (6. ábra). A klór növekvő beépülésével a nyomstabilitás fokozódik, a hidroxil ion beépülése a fluorapatithoz képest nem változtatja meg a termikus érzékenységet (BHANDARI et al., 1971). A nyomeltűnés kinetikáját a legelterjedtebb, fluorban gazdag összetételű apatiton határozták meg. Ezért a modellezés alkalmazásánál ajánlatos a vizsgált képződmények apatitjának F/Cl arányát megmérni.



6. ábra. Az apatit kémiai összetételének és a nyomrögzítő képességének kapcsolata GREEN és munkatársai (1986) alapján (az ábrán egy pont egy kristály adatait reprezentálja). Az ausztráliai, 120 millió éves vulkanogén Ottway homokkő törmelékes apatitzemeseinek kora a betemetődés okozta hőhatás miatt részben fiatalodott. Az elektronmikroszkopos vizsgálat megvilágította, hogy a  $Cl^-$  pótanion beépülésének növekedésével a nyomok hőállósága fokozódik.

Fig. 6. The relation of the chemical composition of apatite grains and the track stability (GREEN et al., 1986). The Ottway sandstone was deposited 120 Ma ago, but the FT ages of individual apatite grains show rejuvenation due to the burial heating. Electron microprobe studies proved, that by increase of the Cl content the tracks became more stable.

## A Bükk

### A Bükkium metamorfózisának geokronológiai adatai

Az Északkelet-Magyarország és Dél-Szlovákia területén át húzódó, a Bükk-, az Upponyi- és a Szendrői-hegységekben a felszínre kijutó Bükkium egységeit részben diagenetikus átalakulás, részben anchi-epizónás regionális dinamotermális metamorfózis érte. A különböző földtani korú képződmények metamorf fok viszonyai alapján a metamorfózis kora alpi: kréta (ÁRKAI, 1983). Az esemény poszt-variszkuszi voltát a csaknem folyamatos karbon-perm üledékképződés is alátámasztja, amely a Szarvas-



kő-Mónosbél-takaró esetében az oxfordiban ért véget. Felülről a szenon Nekézsenyi konglomerátum anchimetamorf kavicsai jelzik a metamorf kőzetek felszínén való megjelenését. Viszonylag kevés radiometrikus kormeghatározás készült a Bükkium kőzetein. KOVÁCH és munkatársai (1985) a bagolyhegyi triász metariolit Rb/Sr vizsgálatával kapott fiatalabb,  $98 \pm 7$  millió éves kort a metamorfózis idejének tekintik. A Nyugati-Bükk bázisos, jura korú magmatitjain és vulkanitjain mért K/Ar adatok több csoportot alkotnak. Az idősebb korok alkotta populáció(k) valószínűleg a magmás tevékenység korát tükrözik, illetve csak kissé fiatalodtak. Ezeket az adatokat a jobb argonmegtartó képességű fázisokból felépülő intruzív kőzetek szolgáltatták. A sok másodlagos ásványt tartalmazó bazaltan mért K/Ar adatok kb. 110 millió év körül csoportosulnak, valószínűleg a termikus felülbélyegzés idejére vagy az azt követő lehűlésre utalnak (BALOGH et al., 1980; ÁRVÁNÉ SÓS et al., 1987; ÁRVÁNÉ SÓS & JÓZSA, 1992).

A metamorfózis korviszonyának tisztázása érdekében K/Ar és fission track kormeghatározásokat végeztünk. A mintavételi helyek, az alkalmazott metodika és a részeredmények ÁRKAI et al. (1993) munkájában található, az alábbiakban csak a földtani egységekre kapott korok átlagainak ismertetésére szorítkozunk (1. táblázat).

Az említett adatsoron kívül figyelmet érdemel egy JÓZSA S. által gyűjtött és előkészített, bódvarákói gabbró mintán meghatározott apatit FT eredmény is. A  $41,4 \pm 11,6$  millió éves kor a s.str. bükk-hegységi adatok tartományába esik, és ez arra utal, hogy a Bükk és a Rudabányai-hegység kainozóos hűléstörténete hasonló volt.

Az egyes szerkezeti egységek metamorf idő-hőmérséklet útvonulát a 7. ábra mutatja be. A metamorfózis termikus csúsa a jura végén-kréta elején következett be. A metamorfózis kiváltó oka igen valószínűleg a Vardar-Mellei-Szarvaskői óceáni anyagnak a déli előtérben lévő bükki-dinári peremre obdukálódása volt. A takarók előrehaladása a bükki paraautochtonban, illetve a Szarvaskői-takaróban nagymértékű ellapulást, több palásságot, palássággal egyidejű redőződést és dél felé toldott pikkelysorokat eredményezett (CSONTOS, 1988). Ezen eoalpi metamorf esemény során létrejött nagynyomású képződményeken (a dél-szlovákiai kékpalacon — Torna egység) 160–150 millió éves Ar/Ar korokat határozott meg amfibolon NEUBAUER (előadás, 1993).

A illit-muskovit K/Ar korok nagy része a metamorf csúcs utáni lehűlési kor. Ettől a 118 millió éves csúcscsal jellemezhető populációtól élesen elkülönülő  $79 \pm 3$  millió éves csoportot alkotnak a Fennsík paraautochton, keleti részéről származó mintákon mért korok (8. ábra). Mivel ez a zóna igen erősen deformált (a vizsgált minták nagy része tektonit), felvetődik, hogy a Lillafüred-Szinva-forrás szelvény mintáin meghatározott K/Ar adatok közvetlenül egy késő kréta, intenzív duktilis deformáció időpontját fejezik ki. Ez a plasztikus deformáció igen valószínűleg a Bükk korábbi, nagyjából K-Ny-i csapású szerkezeteinek ívelődéséhez köthető. Ennek során ÉK-DNY-i (Darnó) irányú balos, illetve ÉNY-DK-i irányú jobbos nyírózónák jöttek létre. Ez utóbbiak egyik legnyilvánvalóbb képviselője a jelzett területet keresztülzselő, bükkszentkereszti jobbos nyírózóna. Ez a szerkezetalakulás jól illik a Gömörikum egész területén megfigyelhető plasztikus nyírásokhoz, ívelődésekhez (GRECULA et al., 1990). A deformáció kora valószínűleg pre-gosau, bár későbbi utómozgások sem kizárhatók (FODOR et al., 1992).

A illit-muskovit K/Ar és cirkon FT kronometerek a 200 °C-nál alacsonyabb hőmérsékletű eseményeket már nem rögzítik, erre a tartományra az apatit fission track adatokból lehet következtetni.

1. táblázat. A Bükkium egyes szerkezeti egységeinek rétegtani kora, metamorf foka, és a geokronológiai eredmények átlagai.

Table 1. Stratigraphic age, metamorphic grade and the averages of the geochronological results of the main units of Bükkium.

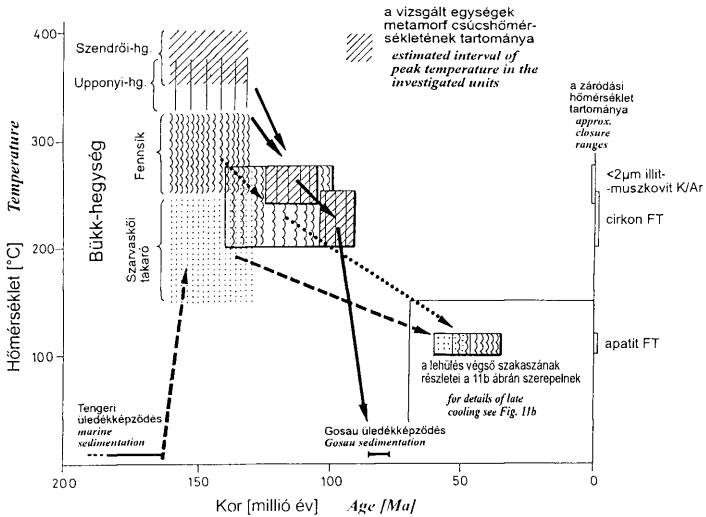
tektonikai egység	X	S	n	min.	max.
<b><u>Bükk, Szarvaskő-Mónosbél takaró (jura)</u></b>					
<b>(diagenetikus zóna-kishőmérsékletű anchizóna)</b>					
apatit fission track kor (m. év)	53.2	7.7	12	34.7	64.5
cirkon fission track kor (m. év)	172.9	19.2	9	149	202
<b>&lt;2 µm illit-muszkovit K/Ar kor (m. év)</b>	<b>143.1</b>	<b>11.8</b>	<b>4</b>	<b>129.2</b>	<b>154</b>
<b><u>Bükk, Fennsík parautocton (paleoz.-mezozoikum)</u></b>					
<b>(nagy hőmérsékletű anchizóna)</b>					
apatit fission track kor (m. év)	44.0	8.7	11	32.1	58.7
cirkon fission track kor (m. év)	122.9	24.4	9	81	167
<b>&lt;2 µm illit-muszkovit K/Ar kor (m. év)</b>	<b>121.6</b>	<b>19.9</b>	<b>9</b>	<b>79</b>	<b>146.5</b>
<b><u>Déli Bükk (jura)</u></b>					
<b>(anchizóna)</b>					
<b>&lt;2 µm illit-muszkovit K/Ar kor (m. év)</b>	<b>120.2</b>	<b>-</b>	<b>3</b>	<b>114.8</b>	<b>126.5</b>
<b><u>Keleti Bükk (triász)</u></b>					
<b>(nagy hőmérsékletű anchizóna - epizóna)</b>					
apatit fission track kor (m. év)	47.7	-	3	41.1	58.7
cirkon fission track kor (m. év)	89.5	-	2	81.0	98.0
<b>&lt;2 µm illit-muszkovit K/Ar kor (m. év)</b>	<b>79.0</b>	<b>1.9</b>	<b>4</b>	<b>77.3</b>	<b>81.7</b>
<b><u>Északi- és Nyugati Bükk (karbon és perm)</u></b>					
<b>(nagy hőmérsékletű anchizóna - epizóna)</b>					
apatit fission track kor (m. év)	42.7	8.5	8	32.1	54.8
cirkon fission track kor (m. év)	132.4	17.2	7	111.0	167.0
<b>&lt;2 µm illit-muszkovit K/Ar kor (m. év)</b>	<b>131.0</b>	<b>14.5</b>	<b>5</b>	<b>111.4</b>	<b>146.5</b>
<b><u>Uppony (paleozoikum)</u></b>					
<b>(anchizóna / epizóna határ)</b>					
cirkon fission track kor (m. év)	98.8	7.2	5	90.0	107.0
<b>&lt;2 µm illit-muszkovit K/Ar kor (m. év)</b>	<b>119.8</b>	<b>12</b>	<b>7</b>	<b>96.9</b>	<b>133</b>
<b><u>Szendről (paleozoikum)</u></b>					
<b>(epizóna)</b>					
cirkon fission track kor (m. év)	98.7	-	3	90.0	106.0
<b>&lt;2 µm illit-muszkovit K/Ar kor (m. év)</b>	<b>108.6</b>	<b>8.1</b>	<b>6</b>	<b>97.7</b>	<b>117.7</b>

X: átlag / average

S: szórás / standard deviation

n: az adatok száma / number of the data

min., max: legkisebb, legnagyobb érték / minimal and maximal value



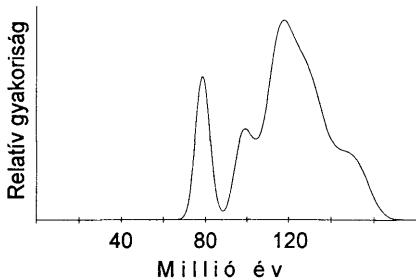
7. ábra. A Bükkium egységeinek hőtörténete (az 1. táblázat geokronológiai és ÁRKAI, 1983 metamorf közettani adatai alapján).

Fig. 7. Time-temperature paths of the main tectonic units of the Bükkium.

A mért apazit FT eredmények hűlési vagy keverék koroknak tekinthetők. Mivel a területről rendelkezésre álló földtani adatok alapján nyilvánvaló, hogy a betemettség- és kiemelkedés-történet összetett volt, ezért az adatok nem értelmezhetőek közvetlenül úgy, mint a zárodási hőmérséklet alá hűlés időpontja. A 150 °C alatti hőtörténet megismerése érdekében nyomhossz méréseket végeztünk TINT és TINCLE módszerrel (LAL et al., 1969). Az eredmények a 9. ábrán szerepelnek. Minden mintacsoporton kapott eloszlás balra ferde, a populációk jelentős részben rövidült nyomokból állnak, de nincsenek jelen nagymértékben rövidült hasadvány nyomok.

Mivel a fluor- és klórapazit nyomrógzító képessége eltérő, elektronmikroszondával meghatároztuk a datált apatitkristályok pótanion tartalmát (10. ábra). A mintacsoportok határozottan elkülönülnek, de minden kristályra a fluor dominancia jellemző, még a gabbrókból származó, legnagyobb klórtartalmú csoportban is csak kb. 8 ion%-ot tesz ki a klór beépülése a pótanion pozíciójába. A mexikói Durangóból származó apatitkristályokon végzett hőkezelési kísérleteken alapulnak a hőtörténetet modellező eljárások. Ez a drágakő minőségű, tiszta, homogén, sztenderd fluorapatitához közeli összetételű kristály, amelyben a Cl/Cl+F arány kb. 0,11. Mivel a bükki minták klórtartalma közel esik a Durango apatitához, a kémiai összetétel oldaláról nincsen

akadály a hőtörténet modellezésének, a mért nyomhossz eloszlások a kalkulált értékekhez viszonyíthatóak.<sup>4</sup>



8. ábra. A Bükkium képződményein meghatározott K/Ar adatokból HURFORD és munkatársai (1984) módszerével szerkesztett „korspektrum”. A parautochton keleti részéről származó minták alkotják a legfiatalabb csoportot, amely a többi, hűlési kort kifejező mintától élesen elkülönül.

Fig. 8. 'Age spectrum' of all illite-muscovite K-Ar ages compiled by the method of HURFORD et al. (1984). The samples from the eastern parautochton form the youngest, sharp peak of ages with an average of  $79 \pm 3$  Ma. The main population (with a peak of 118 Ma) contains all the other samples.

#### A Bükk kréta utáni eltemettség-történetét rögzítő földtani adatok

A modellezéshez az alábbiakban összegezzük a betemettség-történetre vonatkozó földtani adatokat.

— A Bükkium első posztmetamorf törmelékes összlete a Nekézsenyi Konglomerátum. Ez a santoni-campani korú, Gosau típusú üledék azonban még nem tartalmaz a Bükk-hegység jelenleg feltárt képződményeiből származó törmelékletet (BREZSNYÁNSZKY & HAAS, 1984).

— A szűk értelemben vett Bükk-hegység paleo-mezozóos képződményeinek erodált felszínére települő első rétegcsoporthoz egy vörös, agyagos, kőszén-nyomos, makrofosszília mentes szárazföldi törmelék (BALOGH, 1964). NAGYMAROSY A. szerint (szóbeli közlés, 1993) a rétegsor nem tartalmaz a bartoninál idősebb nannoplankton elemeket. A törmelékösszletet felsőeocén tengeri faunájú karbonátos rétegsor fedi. Észak-magyarországon a paleogén üledékek vastagsága változó az egyidejű tektonikának köszönhetően (TARI et al., 1993). Délen a priabonaiban, a Kis-fennsíkban az egerien elején (LESS, 1991) kezdődő, az oligocénben medencefáciesű üledékképződés rétegsora általában 600–1200 m összvastagságúnak tekinthető, azonban a medence egyes részein meghaladja a 2 km-t is (CSÍKY, 1961, 1968; BÁLDI, 1983). A bükki eredetű törmelék hiánya, illetve

<sup>4</sup>A három csoport határozott elkülönülése egyúttal arra is utal, hogy a Szarvaskői takaré homokkőrétegeiben felismerhető vulkanogén eredetű szemcsék sem a szarvaskői környéki bázisos, sem a Keleti-Bükk savanyú vulkanitjából nem származtathatók.

a medence fáciesű üledékekben a jelenlegi Bükk-hegység felé csökkenő szemcsenagyság egyértelműen jelzi a Bükk teljes elfedtségét az oligocénben (BALOGH, 1964).

— A korai miocénben területenként változó mértékű erózió következett, a Bükk Ny-i és ÉNy-i oldalán a paleogén rétegek teljes lepusztulása miatt a paleo-mezozoikumot neogén rétegek fedik. A Déli-Bükk alsó miocén korú riolituffja szárazföldi térszínen halmozódott fel, gyakran erősen összesült. A kitérés centrumhoz való közelség miatt helyenként 1000 m-t elérő vastagsága semmiképpen nem tekinthető jellemzőnek a Bükk egészére. Mivel a vulkáni centrum délen, a jelenlegi Vatta–Maklári-árok zónájában volt, a Bükk-hegység központi és északi részein az alsó miocén vulkáni összetel eltemető hatásának valószínűleg nem volt számottevő hőtörténeti jelentősége. A borsodi medence alsó miocén üledékes összetelének vastagsága 300–400 m (ALFÖLDI et al., 1975).

— A középsőmiocént jelentős lepusztulás előzte meg, a Tari Dácittufa sok helyütt a mezozoikum erodált felületére települ (ALFÖLDI et al., 1975). A Bükk-fennsíkon megőrződött középsőmiocén üledékfoszlányok tengeri faunát tartalmaznak. A bádeni és fiatalabb üledékek vastagságáról kevés ismeret áll rendelkezésre részben az egyidejű, intenzív tektonika, részben az ismétlődő, a szarmata elején is jelentkező erózió miatt. A publikált ősföldrajzi térképek általában a Bükköt szárazulatnak és/vagy kérdéses területnek tüntetik fel (BALLA, 1967; HÁMOR, 1985; BÉRCZI et al., 1988).

— A szarmata folyóvízi üledékek a Sajó-völgyben csak gömöri típusú kavicsokat tartalmaznak. BALOGH (1964) szerint a Bükk ekkor már kiemelt helyzetű, de még laza üledékekkel fedett volt.

— A pannon során az igen jelentős relief kialakulása, kis távolságon belüli nagy változékonyságú üledékvastagság létrejött a jellemző a Bükk környezetében (TARI, 1988). Így erről az időtartamról nem áll rendelkezésre olyan adat, amit a termikus modellezésbe „fix pont”-két be lehetne építeni.

— Az észak-alföldi felsőpannon rétegsorok üledékföldtani bélyegei arra utalnak, hogy a Bükk déli peremén északról dél felé irányult a törmelékanyag szállítása ebben az időben (BÉRCZI et al., 1988).

— A süllyedés-emelkedés történet utolsó ismert dátumát a karsztos üregek kialakulása és a bennük talált emlős fauna kora rögzíti (JÁNOSSY, 1977). A korai pleisztocénnél nem idősebb állat leletek és karszt morfológiai megfontolások alapján HEVESI (1980) szerint a jelenlegi Bükk-hegység kiemelkedésének első fölgyorsulása a pliocén/pleisztocén határán történt. A középső pleisztocénben a Bükk-fennsíknak még „néhány száz méterrel alacsonyabbnak kellett lennie”.

#### *A Bükk-hegység hőtörténetének modellezése*

A modellezést általában a kréta időszak legvégén, 70 millió évnél kezdtük. Az ezt megelőző termikus eseményeket nem rögzítik az apatit hasadvány nyomok az eocén látszólagos kor és az erősen rövidült nyomok hiánya miatt.

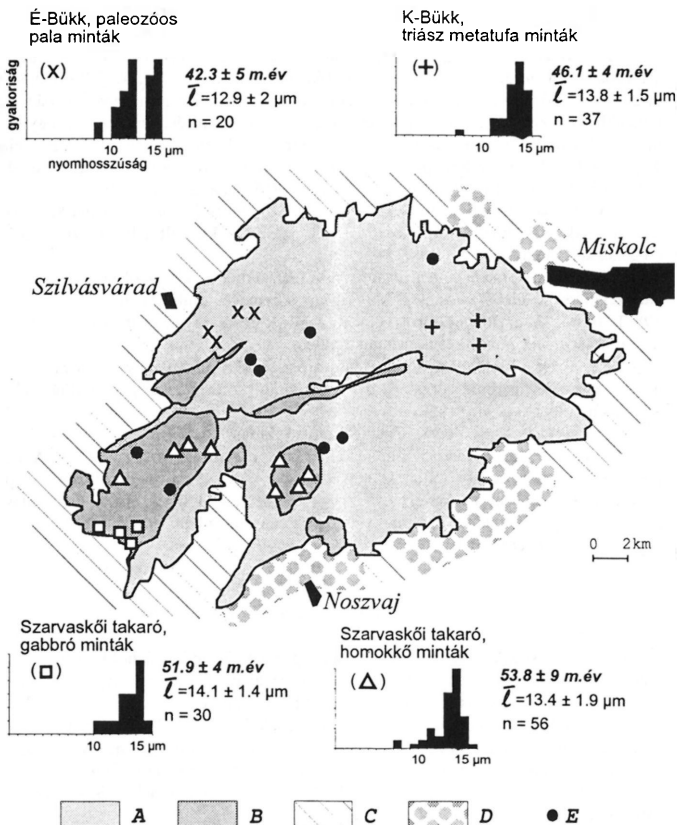
A fent felsorolt földtani tények alapján kijelölhetők a Bükk betemetettség történetének „fix pontjai”. Ezen időpontok között három intervallum marad, ahol a feltételezhető hőmérséklet (bizonyos határokon belül) változtatható. Ezek:

1. 100–40 millió év között (késői kréta és azt követő emelkedés a felsőeocén törmelék, illetve mészkő lerakódásáig),

2. 35–21 millió év között (késő eocén–korai miocén eltemettség),

3. 16–2 millió év között (középsőmiocén–pleisztocén, kérdéses vastagságú eltemettség).

A WILLETT (1992) módszerével, több száz ciklusban végzett számítógépes modellezés során a 11a ábrán feltüntetett fix pontokat alkalmaztuk. A modellezés eredménye a 11b ábrán szerepel. Az eocén előtti hőtörténet burkológörbéje alapján a lehülés egyenletes volt, továbbá kizárható, hogy a metamorfitek felszíni hőmérsékletre hűlhettek a középsőeocén előtt.



A felsőeocénben kezdődő, valószínűleg folyamatos, a korai miocénig tartó elfedettségi során elért hőmérséklet minimális értékét 30–35 °C-nak, a lehetséges maximumot 50 °C-nak tekintettük. A rétegsor eróziója, vagy legalábbis az üledékképződés megszakadása valószínűleg az egri/eggenburgi határán bekövetkezett általános tengerszint eséshez kapcsolódik (SZTANÓ & TARI, 1993).

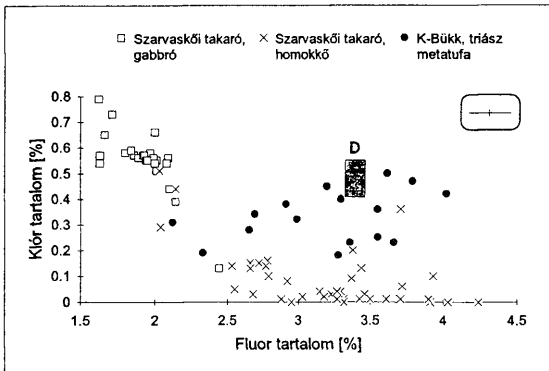
A kárpátiban a Bükk-fennsík metamorfittjai fedetlenek voltak, erre utal a több helyen, zömmel karsztos töbrökben megőrződött kárpáti korú riolituffa (JÁMBOR, 1961; BALOGH, 1964; SERESNÉ HARTAI, 1983; ld. 9. ábra).

A modellezés során nyilvánvalóvá vált, hogy a kárpátiig tartó elfedettség maximumát figyelembe véve sem következik be a vizsgált apatitkristályokban megfigyelt nyomróvidülés. Tehát a kárpáti és a pleisztocén közötti eltemettségnek jelentős vastagságnak kellett lennie. A poszt-kárpáti rétegsor valószínűleg a karsztgenetikai megközelítéssel meghatározott pliocén/pleisztocén határig fedhette a Bükköt, mert BALOGH & RÓNAI (1965) sem a szarmata, sem a pannon üledékekben nem talált bükki eredetű terméket. A jelenleg hiányzó rétegsor valószínűleg a pliocén során bekövetkezett tektonikai stílusváltáskor fellépő kompresszió hatására kezdett erodálódni (HORVÁTH & RUMPLER, 1984). Az elfedettség során ható effektív hőhatás időtartamát 8–10 millió évnak tekintve (a paleogén hőmérséklettől függően) a késő neogén során elért hőmérséklet 40–60 °C közöttinek adódott. Ez a hőmérséklettartomány csak fenntartásokkal konvertálható vastagsáértékekre, hiszen a Bükk mészkő tömege már az eocén során karsztosodott (CSÍKY, 1968; HEVESI, 1978), és így a késő neogén elfedettség alatt a karsztvíz cirkuláció termikus anomáliát hozhatott létre. Ezt figyelembe véve elfogadható értéknek tűnik 800–1300 m fedővastagsággal számolni erre az időtartamra.

A Bükk-hegység központi részén kimutatott fiatal kiemelkedés összhangban áll RÓNAI (1974) folyóterasz-vizsgálati eredményeivel. A Bükkötől D-re húzódó Vatta–Maklári-árokra TARI (1988) által közölt szeizmikus szelvényeken minden izokron felület (az oligocén és a felszín közelében levő felsőpannon egyaránt, azonos mértékben) a Bükk-hegység felől lejt, határozott kibillentettséget mutat. Ez is a Bükk központi részének fiatal kiemelkedésével áll összhangban.

9. ábra. A bükk-hegységi apatit mintákban mért nyomhossz eloszlások és a mintavételi helyek a Bükk térképvezetőjén (a kontúrok CSONTOS, 1988, III.1. ábra alapján). A nyomhossz diagramokon szerepel a mintavételi hely térképi jele (x, +, négyszög, háromszög), a képződmény csoporton meghatározott apatit FT korok átlaga (millió év), a nyomhosszúság átlaga (l) és a nyomhosszúság mérések száma (n). A: Fennsík parautochton; B: Szarvaskő–Mónosbél takaró; C–D: a Bükk-hegység peremét közvetlenül fedő terciér üledék kora, C: miocén, D: eocén; E: a középsőmiocén üledéklepel maradványai a hegység központi részein.

Fig. 9. Apatite fission track length distributions from the Bükk Mts. (the contours of the sketch map is taken from CSONTOS, 1988). The length spectrum contain the symbol of sampled localities (x: Northern Bükk, Paleozoic slate samples; +: Eastern Bükk, Triassic metatuffite samples; square: Szarvaskő nappe, gabbroic samples; triangle: Szarvaskő nappe, sandstone samples). Average of apatite ages was determined on the groups (m. év = Ma); the average track length and the number of confined track length measurements are also marked. A: Fennsík Parautochton; B: Szarvaskő–Mónosbél nappe; C–D: stratigraphic age of the sediment cover at the margin of the mountains, C: Miocene, D: Eocene; E: remnants of the Middle Miocene sediments in the central part of the Bükk Mts.



10. ábra. A vizsgált bükki képződmények apatitjának pótanion tartalma. Határozottan elkülönül a Szarvaskői-takaró homokkővei és gabbró változatainak valamint a triász metatufa minták apatitjának összetétele. A keresztek a mérések hibahatárát jelöli (1s), D: a Durango apatit összetétele.

Fig. 10. Plot of chlorine versus fluorine content in the apatites of the dated units. Cross represents the accuracy of the measurements (1s), D: composition of the Durango standard.

### Következtetések

— A Bükkium paleo-mezozoós képződményeit a jura/kréta határán érte a metamorf felülbélyegzés.

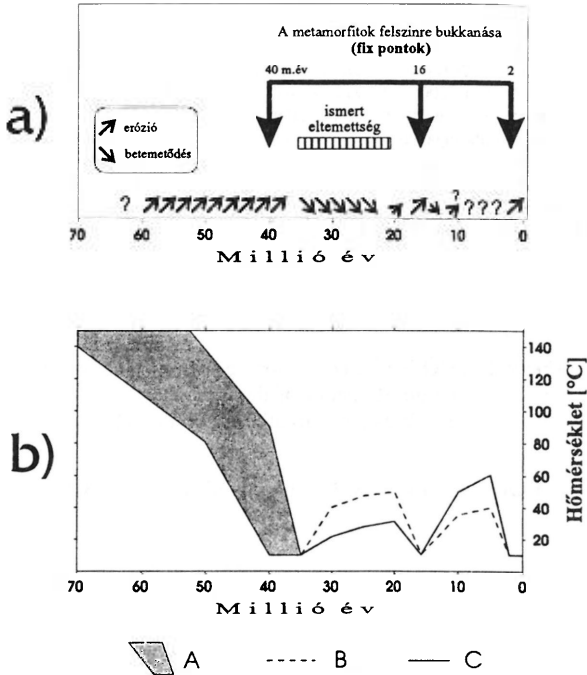
— A Lillafüred környéki erősen nyírt képződmények 80 millió éves K/Ar adatai valószínűleg közvetlenül az utolsó képlékeny deformáció korát fejezik ki. Ez feltehetően a hegység korábbi szerkezetének ívelődése volt.

— Különböző hőmérsékletre érzékeny illit-muskovit K/Ar, cirkon FT és apatit FT geokronométerekkel meg lehetett határozni a Bükkium egységeinek poszt-metamorf hűléstörténetét. A metamorf csúcs után egyenes hűléssel számolhatunk, amely a középsőeocénig tartott.

— A Bükk-hegység eocén felszínre emelkedése után bekövetkezett paleogén és neogén elfedettségi hőhatása az apatit kristályok hasadvány nyomaival egyértelműen kimutatható. A termikus felülbélyegzések időtartamának ismeretében a fedő rétegsorok alatt elért hőmérséklet meghatározható.

— A középsőmiocén-kvarter során a Bükk-hegységet fedő rétegsor jelentős (kb. 1 km) vastagságú volt. Ennek eróziója egy igen fiatal, gyorsan zajló folyamat során ment végbe, amely közvetlenül a kvarter előtt (2–3 millió éve) következett be.





11/a. ábra. A Bükk-hegység kréta utáni eltemettség történetéről rendelkezésre álló földtani adatok összegzése.

Fig. 11/a. Summary of geological evidences on the post-Cretaceous burial/exhumation history of Bükk Mts.

11/b. ábra. A hőtörténet modellezésének eredménye. A: a kréta-eocén lehűlés idő-hőmérséklet útvonalának tartománya, B: a terciér hőtörténet a legvastagabb paleogén eltemettség feltételezésével, C: a terciér hőtörténet a paleogén eltemettség minimális értékének a feltételezésével.

Fig. 11/b. Possible post-Cretaceous cooling paths of the Bükk Mts. based on thermal modelling of the fission track data. A: envelope of the acceptable cooling paths for the Cretaceous-Priabonian period; B: Tertiary thermal history considering the maximal thickness of the Paleogene sediments; C: considering the minimal value of the Paleogene burial heating.

## Köszönetnyilvánítás

A fission track vizsgálatok az Országos Tudományos Kutatási Alap támogatásával készültek (OTKA 232/91). A metamorf kőzettani vizsgálatokra és értékelésükre az OTKA 284/1987 és a T007211/1993 sz. pályázatok keretében került sor. Az illit-muszkovit mintákon végzett K/Ar vizsgálatok a 3002 sz. OTKA támogatásával készültek. A neutronbesugárzásokat a BME és a bécsi Atomintitút reaktorában végeztük KEÖMLEY Gábor és F. GRASS docens segítségével. A bódvarákói gabbro minta apatit koncentrációját JÓZSA Sándor bocsátotta rendelkezésünkre. NAGYMAROSY András publikálatlan nannoplankton vizsgálati eredményeiről tájékoztatta a szerzőket. Ezúton köszönjük meg értékes segítségüket.

Thermal modelling based on apatite fission track dating:  
the uplift history of the Bükk Mts.  
(Inner Western Carpathians, Hungary)

I. DUNKL, P. ÁRKAI, K. BALOGH, L. CSONTOS & G. NAGY

The paper consists of two parts. First the authors give a short review about the apatite FT thermochronology and thermal modelling based on apatite data. Figs. 1-6 (taken from the most important papers) help to understand the meaning of the apatite FT ages measured on slowly cooled or reheated formations. Further a short introduction is also given on the significance of track length distributions and on the chlorine content of the dated apatite crystals.

The second part of the paper is one of the first application of the thermal modelling on the formations of the Pannonian basin.

### The thermal evolution of the Bükkium

#### *Geological setting*

The Bükkium forms the innermost segment of the Western Carpathians (see sketch map of insert Figure). The metamorphosed Paleozoic and Mesozoic sequences are outcropping in the Bükk, Uppony and Szendrő Mountains. The stratigraphic ages of these Dinaric type formations cover a wide range from the Upper Ordovician to the Middle Jurassic. The grade of the orogenic dynamothermal metamorphism varies from the deep or late diagenetic zone through the 'anchizone' up to the 'epizone' (chlorite,

maximally biotite isograd of the greenschist facies). The age of metamorphism is Alpine (Cretaceous, pre-Senonian) as deduced from indirect (stratigraphic, tectonic and petrological) evidences (ÁRKAI, 1983). No signs of pre-Alpine orogenic metamorphism could be proved.

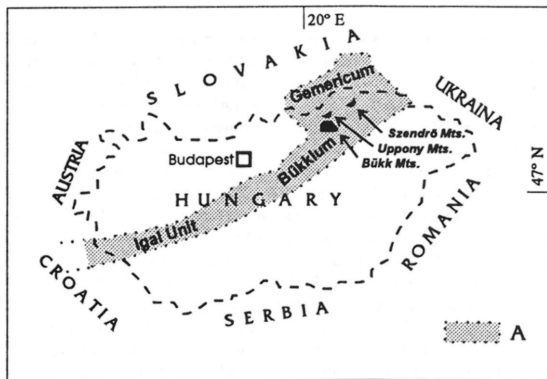


Fig. A. The location and connections of the Bükkium (contours after ÁRKAI et al., 1991). A: Alpine mobile zone covered by Neogene sediments.

Prior to this study only sporadic isotopic age data were obtained from the Bükkium. Using whole rock samples, Alpine (Austrian, 102–93 Ma) effects were documented on the Upper Triassic metarhyolite of the Eastern Bükk Mts. by K/Ar and Rb/Sr methods (BALOGH et al., 1980; KOVÁCH et al., 1985). The age of the mafic-ultramafic magmatism in the Western Bükk is  $165 \pm 5$  Ma as determined by K/Ar data on magmatic amphibole and contact metamorphic muscovite (ÁRVA-SÓS et al., 1987). The younger group of ages ( $\sim 110$  Ma) on mafic effusive rocks (whole rocks K/Ar measurements) were considered as the datum of metamorphic overprint (ÁRVA-SÓS & JÓZSA, 1992).

### Geochronology

Illite-muscovite K/Ar, zircon FT and apatite FT measurements were done to clear the metamorphic-cooling history of the Bükkium. The localities, experimental methods and the detailed results can be found in ÁRKAI et al. (1993). The average values obtained on the different tectonic units are listed in Table 1. The ranges of maximum metamorphic temperatures and the cooling paths of the units are compiled in Fig 7.

The  $< 2 \mu\text{m}$  illite-muscovite K/Ar results of tectonites from E-Bükk form a narrow group, younger than the cooling ages (Fig. 8). The  $\sim 80$  Ma datum of the highly deformed samples expresses directly the age of the last ductile deformation. This was most probably the arching of previous ductile structures. The deformation also caused

NE-SW sinistral and NW-SE dextral shear and northvergent thrusts. It fits in the deformation suffered by the whole Gemer unit (GRECULA et al., 1990).

### *Post-Cretaceous thermal evolution of the Bükk Mountains*

The apatite fission track results can only be considered as apparent ages, as the investigated region has rather complex structural/burial history. Confined track length measurements were carried out to clear the meaning of the FT ages. The apatites in this study show a negatively skewed confined track length distribution, with no short tracks; the mean ranges from 12.9 to 14.1  $\mu\text{m}$  with standard deviation of 1.4 to 2  $\mu\text{m}$  (Fig. 9). The main populations of the spectra show a mild shortening comparing them to the length distribution of the thermally undisturbed volcanic formations.

Chlorine content of the apatites was determined by electron microprobe to estimate the usability of the grains for thermal modelling. GREEN et al. (1986) proved that the increasing  $\text{Cl}^-$  substitution in the lattice of apatite causes the increase of the thermal stability of the tracks. The modelling procedures were based mainly on the annealing experiments of Durango apatite with  $\text{Cl}/\text{F}$  ratio about 1:8 (GREEN et al., 1986). This F-rich apatite composition is widespread in igneous and metamorphic rocks. The dated mafic rocks of Szarvaskő-Mónosbél nappe show a higher  $\text{Cl}/\text{F}$  ratio than the sandstones of the same tectonic unit (Fig. 10). But the gross of the results clusters around the composition of Durango standard, thus the thermal modelling procedure is applicable on the investigated samples.

### **Geological background for the thermal modelling**

The set of the geological/burial data is rather imperfect in the case of the Bükk Mountains due to its recently uplifted position and advanced erosion. The main episodes of the uplift/burial history can be summarized in the following.

— The first non-metamorphosed clastic record of the Bükkium is the Gosau sedimentation of Santonian-Campanian age, close to the village of Nekézseny. This coarse clastic sediment does not contain the pebbles of the formations of the Bükk Mts. (BREZSNYÁNSZKY & HAAS, 1984).

— The oldest cover on the Paleo-Mesozoic formations of the Bükk s.str. is a red terrestrial sediment of unknown age. The marine sedimentation began in the Priabonian (BALOGH, 1964), however, some parts of the mountains were reached by the transgression only in the Late Chattian (LESS, 1991). The thickness of the Oligocene-Lower Miocene beds in the neighborhood of the Bükk is variable, generally 500--1000 m, but in the basins exceeds 1500--2000 m (CSÉKY, 1961, 1968; BÁLDI, 1983).

— A great amount of the Paleogene sediment has been eroded west to the Bükk Mountains at the beginning of the Miocene, while in the eastern and southern margins the denudation was less significant. In Early Miocene time rhyolite tuff and terrestrial beds were deposited, but it is difficult to estimate the thickness of them due to the Middle Miocene denudation.

— Middle Miocene dacitic pyroclastics filled the eroded, karstic surface of the Paleo-Mesozoic formations of Bükk Mts., but there is no data on the thickness of the

post-Karpatian burial. The published Neogene paleogeographic reconstructions avoided this question, the area of the Bükk on the maps is usually marked by '?' or presented as 'dry land'. However BALOGH (1964) mentioned that in the Sajó Valley the fluvial sediment of Sarmatian age contains only Gemerian type pebbles.

— Sedimentological features of the Late Pannonian beds (8–2.4 Ma) suggest that the direction of the sediment transport was north to south in the southern margin of the Bükk Mountains (BÉRCZI et al., 1988).

— The vertebrate stratigraphical record of the karstic caves of the central Bükk and geomorphological inferences suggest that the considerable amount of the erosion of the cover sediment and the development of the deep-karst beneath the Bükk Plateau started at the Pliocene/Pleistocene boundary (HEVESI, 1980).

### Modelling

The above listed geological facts were used for modelling as non-variable points/intervals of the thermal history, to fix the time of exhumation of the recent surface of the Paleo-Mesozoic units. The amount of the burial in three time-intervals could be subject of speculation:

- pre-40 Ma (Late and post-Cretaceous uplift until E<sub>3</sub> sedimentation),
- 35–21 Ma (E<sub>3</sub>-M<sub>1</sub> sedimentation with minor periods of variable denudation),
- 16–2 Ma (M<sub>2</sub>-Quaternary burial).

We can conclude an additional important information from the track length spectra. The major (longer) groups of tracks show small, but non-negligible shortening. This refers to a very young, low temperature overprint, that was related presumably to very late termination of the burial. This agrees with the lofty orography, and with the vertebrate data from the caves.

The thermal modelling procedure of WILLETT (1992) was applied. The several hundreds of modelling runs showed some possible tT paths, which considered the non-variable points of the geological history (Fig. 11). All the acceptable tT paths need burial temperature of about 50 °C in course of the 15–3 Ma period. As some small remains of Karpatian tuffaceous sediments were preserved on top of the Bükk Plateau (JÁMBOR, 1961; BALOGH, 1964; SERES-HARTAI, 1983, see Fig. 9), the 'missing thickness' must have been post-Karpatian sediment. Based on the analysis of the terraces RÓNAI (1974) deduced a roughly 200 m uplift of the foothills around the Bükk Mts. in Quaternary. The seismic sections across the southern marginal basin of the Bükk show nearly uniform southwards tilting of all Cenozoic, isochronous horizons (TARI, 1988). This also refers to a Late Pannonian or younger uplift of the Bükk's interior. Thus we conclude that the post-Karpatian burial of the Bükk was significant; difficult to estimate, but at last 1 km thick sediment pile was deposited on the Bükk Plateau. The erosion of it started not much earlier than the beginning of Pleistocene.

### Conclusions

- The metamorphism of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükk Mts. took place during Late Jurassic-Early Cretaceous.
- The age of the last ductile deformation of mylonites of Eastern Bükk is 80 Ma.
- The recently exhumed Palaeo-Mesozoic formations reached the surface not earlier than 40 Ma.
- The integrated thermal effect of the Paleogene and Neogene burial periods was significant.
- The thickness of the Middle Miocene-Late Pliocene burial reached or exceeded 1 km.

### Irodalom — References

- ALFÖLDI L., BALOGH K., RADÓCZ Gy. & RÓNAI A. (1975): Magyarázó Magyarország 1:200.000-es földtani térképsorozatához, M-34-XXXIII, Miskolc. 277 p.
- ÁRKAI, P. (1983): Very low- and low-grade Alpine regional metamorphism of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, NE-Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* 26, 83–101.
- ÁRKAI, P., BALOGH, K. & DUNKL, I. (1993): Timing of low-temperature metamorphism and cooling of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, innermost Western Carpathians, Hungary. (submitted).
- ÁRKAI, P., LANTAI, Cs., FÓRIZS, I. & LELKES-FELVÁRI, Gy. (1991): Diagenesis and low-temperature metamorphism in a tectonic link between the Dinarides and the Western Carpathians: the basement of the Igal (Central Hungarian) Unit. – *Acta Geologica Hungarica*, 34, 81–100.
- ÁRVA-SÓS, E. & JÓZSA, S. (1992): Tectonic appraisal of K/Ar data of Mesozoic ophiolitic mafic rocks of Darnó hill, northern Hungary. – *Terra Abstract (ALCAPA meeting, Graz, Austria)* 4, 3–4.
- ÁRVÁNÉ SÓS E., BALOGH K., RAVASZNÉ BARANYAI L. & RAVASZ Cs. (1987): Mezozoós magmás kőzetek K/Ar kora Magyarország egyes területein. (K/Ar dates of Mesozoic igneous rocks in some areas of Hungary). – *MÁFI Évi Jelentés 1985-ről*, 295–307.
- BÁLDI T. (1983): Magyarországi oligocén és alsómiocén formációk (Mid-Tertiary Stratigraphy and Paleogeographic Evolution of Hungary). Akadémiai Kiadó, Budapest, 293 p.
- BALOGH K. (1964): A Bükkhegység földtani képződményei. (Die geologischen Bildungen des Bükk-Gebirges). – *Földtani Intézet Évkönyve* 48/2, 243–719.
- BALOGH, K., ÁRVA-SÓS, E. & RAVASZ-BARANYAI, L. (1980): Potassium-argon dating of Mesozoic and Tertiary volcanites in Hungary. – *Materialy XI. Congress KBGA, Vol. Magmatism i Metamorfism*, 29–37 (Naukova Dumka, Kiev).
- BALOGH K. & RÓNAI A. (1965): Magyarázó Magyarország 1:200.000-es földtani térképsorozatához, L-34-III Eger. 173 p.
- BALLA Z. (1967): A Magyar Középhegység szerkezeti főirányairól (On the main structure of the Hungarian Midmountains). – *Földtani Közlöny*, 97, 257–277.
- BÉRCZI, I., HÁMOR, G., JÁMBOR, Á. & SZENTGYÖRGYI, K. (1988): Neogene sedimentation in Hungary. *In: ROYDEN, L.H. & HORVÁTH, F. (eds.): The Pannonian Basin – A Study in Basin Evolution. AAPG Memoir* 45, 57–67.
- BERTAGNOLLI, E., KEIL, R., & PAHL, M. (1983): Thermal history and length distribution of fission tracks in apatite: Part I. – *Nuclear Tracks*, 7, 163–177.
- BHANDARI, N., BHAT, S.G., LAL, D., RAJAGOPALAN, G., TAMHANE, A.S.J. & VENKATAVARADAN, V. (1971): Fission fragment track in apatite: recordable track lengths. – *Earth and Planetary Science Letters* 13, 191–199.
- BIGAZZI, G. (1967): Length of fission tracks and age of muscovite samples. – *Earth and Planetary Science Letters* 3, 434–438.

- BREZSNYÁNSZKY, K. & HAAS, J. (1984): A szenon Nekézsenyi Konglomerátum Formáció sztratotípus szelvényének szedimentológiai és tektonikai vizsgálata. (The Nekézseny Conglomerate Formation of Senonian age: a sedimentological and tectonic study of the stratotype section). – *Földtani Közlöny* 114, 81–100.
- CŠÍKY G. (1961): Az észak-magyarországi szénhidrogénkutatókőolajföldtani eredményei. (Oil geological results of prospecting for oil and gas in North Hungary). – *Földtani Közlöny* 91, 95–120.
- CŠÍKY G. (1968): A szénhidrogénkutatókőolajföldtani eredményei és kilátásai az északi paleogén medencékben. (Latest results and perspectives of hydrocarbon prospecting in the Paleogene basin of Hungary). – *Földtani Közlöny* 98, 29–40.
- CSONTOS, L. (1988): Étude géologique d'une portion des Carpathes internes: le massif du Bükk (NE de la Hongrie). (A Bükk hegység földtani vizsgálata). Doktori értekezés (Lille), 327 p.
- DODSON, M.H. (1973): Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* 40, 259–274.
- DONELICK, R.A., RODEN, M.K., MOOERS, J., CARPENTER, B.S. & MILLER, D.S. (1990): Etchable length reduction of induced fission track in apatite at room temperature (23 °C): crystallographic orientation effects and "initial" mean lengths. – *Nuclear Tracks and Radiation Measurements* 17, 261–266.
- DUNKL, I. & NAGYMAROSY, A. (1992): A new tie-point candidate for the Paleogene timescale calibration: Fission track dating of tuff layers of Lower Oligocene Tard Clay (Hungary). – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 186/3, 345–364.
- FLEISCHER, R.L., PRICE, P.B. & WALKER, R.M. (1965): Effects of temperature, pressure and ionization of the formation and stability of fission tracks in minerals and glasses. – *J. Geophysical Research* 70, 1497–1502.
- FODOR L., SZTANÓ O., CSONTOS L., JÓZSA S., & NAGYMAROSY A. (1992): A Darnó övezet tektonikai és szedimentológiai kutatása a Darnó-hegy és az Upponyi-hegység környékén. (Tectonic and sedimentological investigation of the area of Darnó Hill and Uppony Mountains) – *Kézirat, MÁFI Adattár*, 52 p.
- GLEADOW, A.J.W. & BROOKS, C.K. (1979): Fission track dating, thermal histories and tectonics of igneous intrusions in East Greenland. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* 71, 45–60.
- GLEADOW, A.J.W., DUDDY, I.R. & LOVERING, J.F. (1983): Fission track analysis: a new tool for the evaluation of thermal histories and hydrocarbon potential. – *Australian Petroleum Exploration Association Journal* 23, 93–102.
- GRECULA, P., NAVESNAK, D., BARTALSKÝ, B., GAZDACKO, L., NÉMETH Z., ISTVÁN, J., & VRBATOVIČ, P. (1990): Shear zones and arc structure of Gemericum, the Western Carpathians. – *Mineralia Slovaca*, 22, 97–110.
- GREEN, P.F., DUDDY, I.R., GLEADOW, A.J.W., TINGATE, P.R. & LASLETT, G.M. (1986): Thermal annealing of fission tracks in apatite, 1. A quantitative description. – *Chemical Geology (Isot. Geosci. Sect.)* 59, 237–253.
- HAACK, U. (1976): Experiences with dating garnet, epidote, vesuvianite (idiocrase) and apatite by fission tracks. – *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen* 127, 143–155.
- HÁMOR G. (1985): A Nógrád-Cserhát kutatási terület földtani viszonyai (Geology of the Nógrád-Cserhát area). – *Geologica Hungarica, Ser. Geol.* 22, 307 p.
- HARRISON, T.M., ARMSTRONG, R.L. & CLARKE, G.K.C. (1978): Thermal models and cooling histories from fission-track, K-Ar, Rb-Sr and U-Pb mineral dates, Northern Coast plutonic complex, British Columbia. – 4th Int. Conf. Geochronology, U. S. Geol. Survey, Open-File Report 78-701, 167–169.
- HEVESI A. (1978): A Bükk szerkezet- és felszínfejlődésének vázlata. (An outline of structural and geomorphological development of Bükk Mts.). – *Földrajzi Értesítő* 27, 169–204.
- HEVESI A. (1980): Adatok a Bükk hegység negyedidőszaki ösföldrajzi képéhez. (Contributions á l'image paléogéographique quaternaire de la Montagne Bükk). – *Földtani Közlöny* 110, 540–550.
- HORVÁTH, F. & RUMPLER, J. (1984): The Pannonian basement: extension and subsidence of an Alpine orogene. – *Acta Geologica Hungarica* 27, 229–235.
- HURFORD, A.J., FITCH, F.J. & CLARKE, A. (1984): Resolution of the age structure of the detrital zircon populations of two Lower Cretaceous sandstones from the Weald of England by fission track dating. – *Geological Magazine* 121, 269–277.
- JÁMBOR Á. (1961): A Szilvásváradtól DK-re fekvő terület felépítése. (Géologie du territoire situé au SE de Szilvásvárad). – *Földtani Intézet Évi Jelentése 1957–58-ról*, 103–122.
- JÁNOSSY D. (1977): Magyarország pleisztocén képződményeinek gerinces őslénytani vizsgálata. *Kézirat*.

- KOVÁCH, Á., SVINGOR, É. & ÁRKAI, P. (1985): Early Alpine resetting of Rb-Sr ages in the Upper Triassic quartz porphyres of the Bükk Mountains, Northeastern Hungary. - Proc. Rep. XIIIth Congr. of CBGA, Kraków, Part I, 385-386.
- LAL, D., RAJAN, R.S. & TAMHANE, A.S. (1969): Chemical composition of nuclei  $Z > 22$  in cosmic rays using meteoritic minerals as detectors. - *Nature* 221, 33-37.
- LESS Gy. (1991): A Bükk felső-oligocén nagy foraminiferái (Upper Oligocene larger foraminifers of the Bükk Mountains). - *Földtani Intézet Évi Jelentése 1989-ről*, 411-465.
- NAESER, C.W. (1979): Fission-track dating and geologic annealing of fission tracks. In: JÄGER, E. & HUNZIKER, J.C. (eds.): *Lectures in Isotope Geology*, Springer-Verlag, Heidelberg, 154-169.
- RÓNAI, A. (1974): Size of Quaternary movements in Hungary's area. - *Acta Geologica Acad. Sci. Hung.* 18, 39-44.
- SERESNÉ HARTAI É. (1983): Néhány újabb savanyú piroklastikum előfordulás a Bükk hegységben. (Das Vorkommen von einigen neuen sauren Pyroklastiten im Bükk-Gebirge). - *Földtani Közlöny* 113, 303-312.
- SZTANÓ, O. & TARI, G. (1993): Early Miocene basin evolution in northern Hungary: tectonics and eustasy. - *Tectonophysics* 226, 485-502.
- TARI, G. (1988): Strike-slip origin of the Vatta-Maklár Trough, northeastern Hungary. - *Acta Geologica Hungarica* 31, 101-109.
- TARI, G., BÁLDI, T. & BÁLDI-BEKE, M. (1993): Paleogene retroarc flexural basin beneath the Neogene Pannonian basin: a geodynamic model. - *Tectonophysics*, 226/1-4, 433-455.
- WAGNER, G.A. (1979): Correction and interpretation of fission-track ages. In: JÄGER, E. & HUNZIKER, J.C. (eds.): *Lectures in Isotope Geology*, Springer-Verlag, Heidelberg, 170-177.
- WILLETT, S. D. (1992): Modelling thermal annealing of fission tracks in apatite. In: ZENTILLI, M. & REYNOLDS, P.H. (eds.): *Short course handbook on low temperature thermochronology*, (Mineralogical Association of Canada), 43-72.
- YADA, K., TANJI, T. & SUNAGAWA, I. (1981): Application of lattice imagery to radiation damage investigation in natural zircon. - *Physics and Chemistry of Minerals* 7, 47-52.