

Földtani Közlöny

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata
Bulletin of the Hungarian Geological Society

Vol. 124. No. 1.



Budapest, 1994

Földtani Közlöny

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata
Bulletin of the Hungarian Geological Society

Vol. 124. No. 1. 1994

Budapest

ISSN 0015-542X

Támogatók – *Sponsors*

Magyar Olaj- és Gázipari Rt., Budapest
Supported by the Hungarian Oil and Gas Co., Budapest

Kőolajkutató Rt., Szolnok
Drilling Contractor and Service Company Szolnok

Rotary Fúrási Rt., Nagykanizsa
Rotary Drilling Co. Ltd., Nagykanizsa

Prímgáz-Hungária Rt., Budapest
Prímgáz Hungária Industrial Commercial Company Ltd., Budapest

Felelős szerkesztő és kiadó
Responsible editor and publisher-in-charge

KECSKEMÉTI Tibor
Elnök — *President*

Szerkesztő — *Editor*

KÁZMÉR Miklós

Szerkesztő bizottság — *Editorial board*

DUDICH Endre, GRESCHIK Gyula, HORVÁTH Ferenc, KASZAP András,
SZEDERKÉNYI Tibor, VÖRÖS Attila

Kérjük, a kéziratokat az alábbi címre küldjék

Please, send manuscripts to

Magyarhoni Földtani Társulat, 1027 Budapest, Fő u. 68.

Földtani Közlöny is abstracted and indexed in *GeoRef* (Washington), *Pascal Folio* (Orleans), *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie* (Stuttgart), *Referativny Zhurnal* (Moscow) and *Geológiai és Geofizikai Szakirodalmi Tájékoztató* (Budapest).

Útmutató a Földtani Közlöny szerzői számára

A Földtani Közlöny csak eredeti, új tudományos eredményeket tartalmazó (máshol még meg nem jelent) közleményeket fogad el. Előzetes megbeszélés alapján összefoglaló jellegű cikkek is beküldhetők.

A következő műfajokban várunk kéziratokat: értekezések, rövid közlemények, vitákat (a vitatott cikk megjelenésétől számított hat hónapon belül küldhető be; a szerző lehetőséget kap, hogy választ a vitacikkkel együtt jelentesse meg), hosszabb tanulmányok (szükséges a szerkesztőbizottsággal való előzetes egyeztetés), könyvkritika.

A folyóirat nyelve a magyar és az angol. A kézirat csak magyar nyelven is beküldhető. Az elfogadott kézirat angol változatának elkészítése a szerző feladata. Ennek terjedelméről a lektorok véleménye alapján a szerkesztőbizottság dönt.

(Folytatás a borító 3. oldalán)

*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 István¹, ÁRKAI Péter¹, BALOGH Kadosa², CSONTOS László³ és NAGY Géza¹

(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

¹MTA Geokémiai Kutatólaboratóriuma, H–1502 Budapest, Pf. 132.

²MTA Atommagkutató Intézet, Debrecen

³ELTE 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 metamorfitjainak jelenlegi felszíne a középsőmiocén után jelentős mélységre süllyedt. A hozzávetőlegesen 1 km vastag fedő üledéksor csak közvetlenül a pleisztocént megelőzően erodálódott.

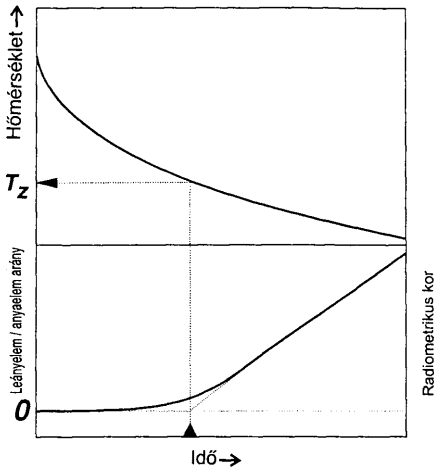
Key words: fission track, uplift, Bükk, Neogene, Quaternary

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 elemobilizáció általánosan egy adott hőmérséklettartomány felett következik be, illetve kíméleti- és fázisátalakulás, valamint megnövekedett fluidum mozgás eredményezheti. A legáltalánosabban alkalmazott modell szerint az ún. záródási hőmérséklet alá hűlés után egy ásványban a radioaktív bomlástermékek akkumulációja zavartalan, a koregénylet alapján számolt időtartam egyenlő lesz a lehülés óta eltelt idővel (1. ábra). Ha a hűlés gyors, nem telik el számottevő idő a kőzet képződése és az alkalmazott ásványok záródási hőmérséklete alá hűlés között. Ezért a vulkáni kőzetekben 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 lehülés 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 kőzettest 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.



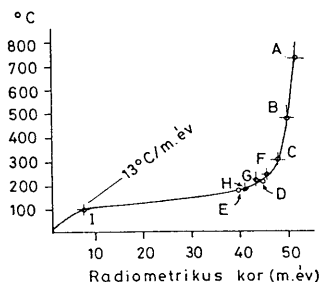
1. ábra. A záródási hőmérséklet definíciója DODSON (1973) alapján.
 Fig. 1. Definition of the closure temperature after DODSON (1973).

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 közettestek képződési idejének meghatározására irányultak. Majd párhuzamosan a metamorf közzettan 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 nyersanyagfeldolgozási 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 uránerceket leszámítva) nem határozható

meg, csak az egyes atomok bomlása során létrejöv, 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

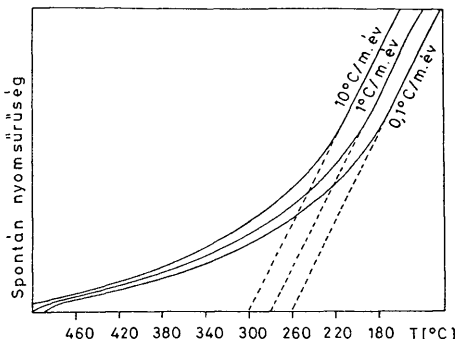
2. ábra. A brit-kolumbiai Quotton intruzió hűléstörténete a különböző hőmérsékletre érzékeny ásvány-izotóprendszer párosok segítségével meghatározva (HARRISON et al., 1978).

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 akumulálódásának 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 akcesszorikus 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 μm 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

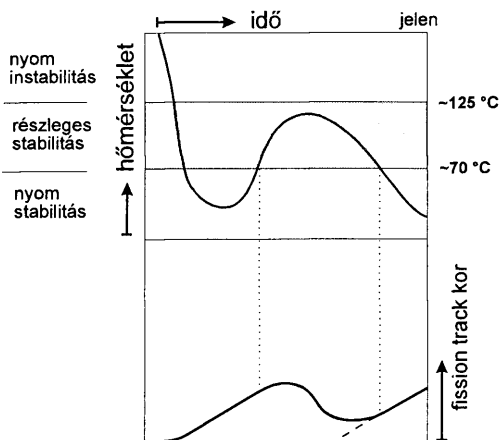
T_{kor} : korrigált kor,

T_m : a mért látszólagos fission track kor,

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

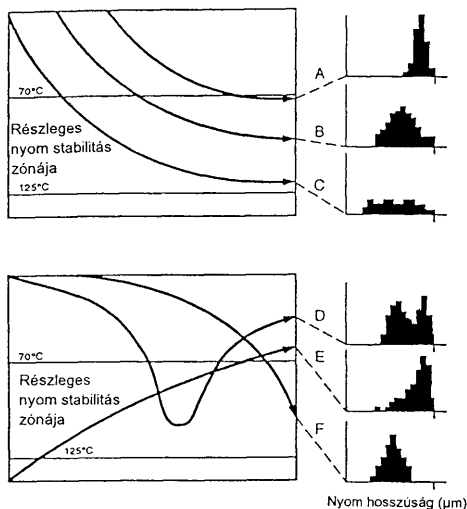
Azonban ez az eljárás csak korlátozottan alkalmazható, elég itt utalni az összetett hőtörténetű, több felmelegedést átélt minták átkalkulálásával kapható „korrigált” kor kérdéses jelentéstartalmára.

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 μm 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, egyszerűsítésekkel).

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).

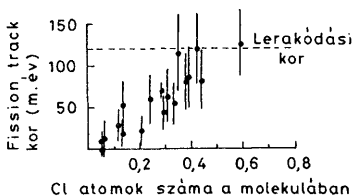
Fig. 5. Typical thermal histories and length distributions (GLEADOW et al., 1983).

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 ± 7 millió éves kort a metamorfózis idejének tekintik. A Nyugati-Bükk bazisos, 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 útvonatát a 7. ábra mutatja be. A metamorfózis termikus csúsa a jura végén-kréta elején következett be. A metamorfózis kiváltó oka igen valószínűleg a Vardar-Mellétei-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 ± 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 valószínűen 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.

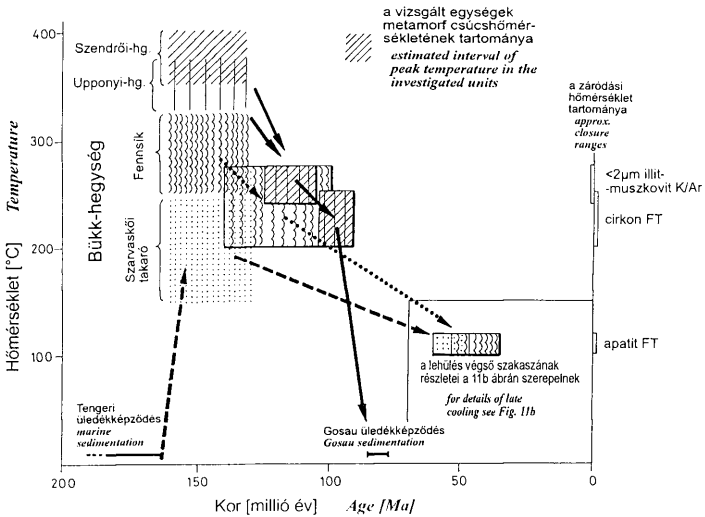
tektonikai egység	X	S	n	min.	max.
<u>Bükk, Szarvaskő-Mónosbél takaró (jura)</u>					
(diagenetikus zóna-kishőmérsékletű anchizóna)					
apatit fission track kor (m. év)	53.2	7.7	12	34.7	64.5
cirkon fission track kor (m. év)	172.9	19.2	9	149	202
<2 µm illit-muszkovit K/Ar kor (m. év)	143.1	11.8	4	129.2	154
<u>Bükk, Fennsík parautocton (paleoz.-mezozoikum)</u>					
(nagy hőmérsékletű anchizóna)					
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
<2 µm illit-muszkovit K/Ar kor (m. év)	121.6	19.9	9	79	146.5
<u>Déli Bükk (jura)</u>					
(anchizóna)					
<2 µm illit-muszkovit K/Ar kor (m. év)	120.2	-	3	114.8	126.5
<u>Keleti Bükk (triász)</u>					
(nagy hőmérsékletű anchizóna - epizóna)					
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
<2 µm illit-muszkovit K/Ar kor (m. év)	79.0	1.9	4	77.3	81.7
<u>Északi- és Nyugati Bükk (karbon és perm)</u>					
(nagy hőmérsékletű anchizóna - epizóna)					
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
<2 µm illit-muszkovit K/Ar kor (m. év)	131.0	14.5	5	111.4	146.5
<u>Uppony (paleozoikum)</u>					
(anchizóna / epizóna határ)					
cirkon fission track kor (m. év)	98.8	7.2	5	90.0	107.0
<2 µm illit-muszkovit K/Ar kor (m. év)	119.8	12	7	96.9	133
<u>Szendről (paleozoikum)</u>					
(epizóna)					
cirkon fission track kor (m. év)	98.7	-	3	90.0	106.0
<2 µm illit-muszkovit K/Ar kor (m. év)	108.6	8.1	6	97.7	117.7

X: átlag / average

S: szórás / standard deviation

n: az adatok száma / number of the data

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



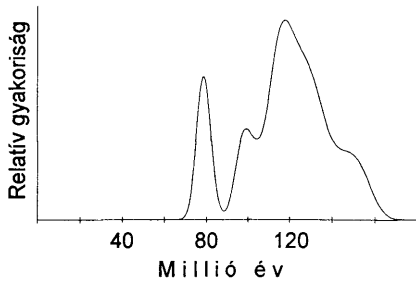
7. ábra. A Bükkium egységeinek hőtörténete (az 1. táblázat geokronológiai és ÁRKAI, 1983 metamorf közettani adatai alapján).

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

A mért apatit 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 záródási 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 klórapatit 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

akadálya a hőtörténet modellezésének, a mért nyomhossz eloszlások a kalkulált értékekhez viszonyíthatóak.⁴



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 ± 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

⁴A 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.

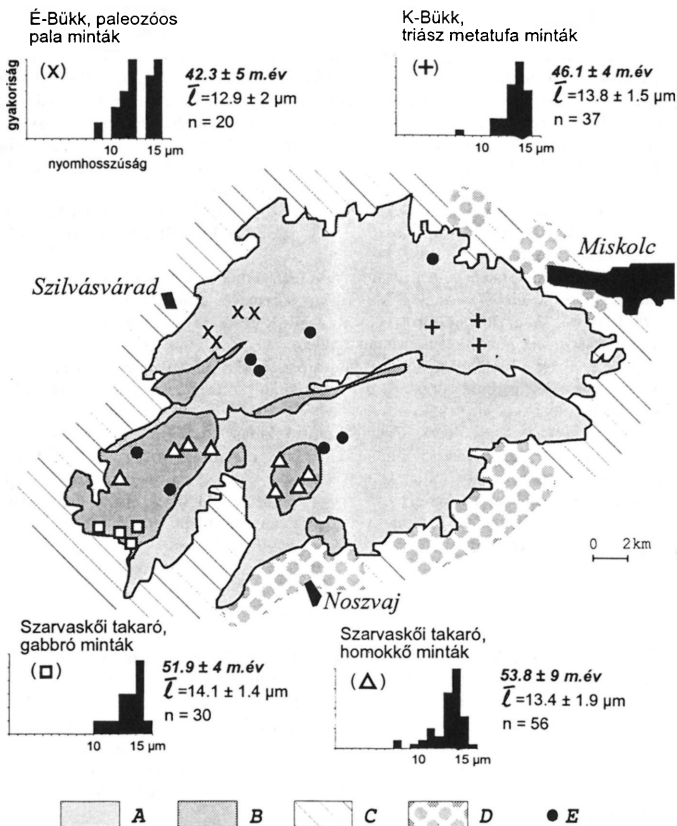
A fent felsorolt földtani tények alapján kijelölhetők a Bükk betemetettség történetének „fix pontjai”. Ezen időpontok között három intervallum marad, ahol a feltételezhető hőmérséklet (bizonyos határokon belül) változtatható. Ezek:

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 hűltek 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).

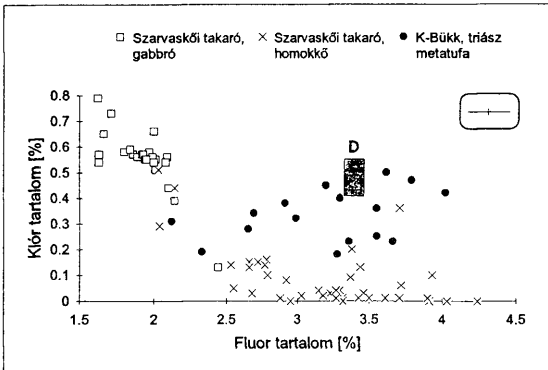
A kárpátiban a Bükk-fennsík metamorfittjai fedetlenek voltak, erre utal a több helyen, zömmel karsztos töbrökben megőrződött kárpáti korú riolituffa (JÁMBOR, 1961; BALOGH, 1964; SERESNÉ HARTAI, 1983; ld. 9. ábra).

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 értéknak 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 térkép-vázlatán (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 üledékmaradványai 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

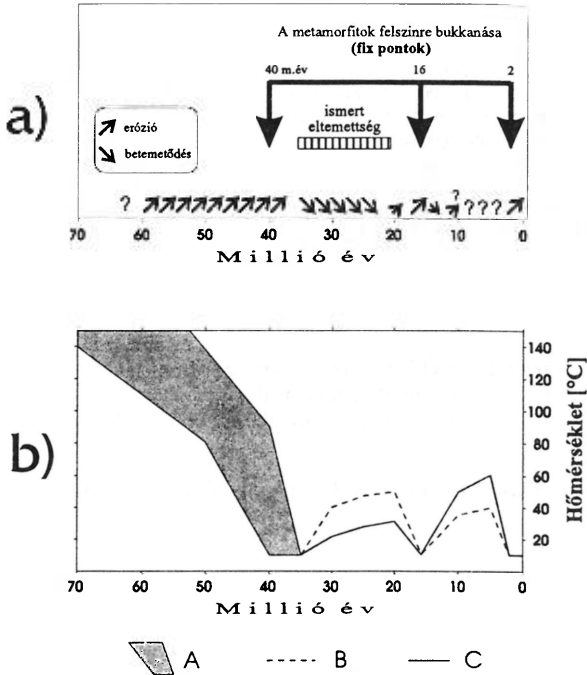
— A Bükkium paleo-mezozoós képződményeit a jura/kréta határán érte a metamorf felülbélyegzés.

— 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-muskovit 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.

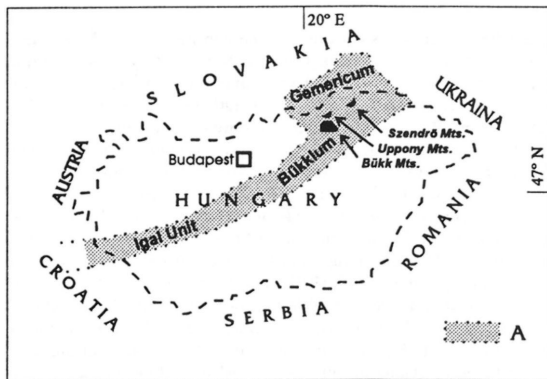


Fig. A. The location and connections of the Bükkium (contours after ÁRKAI et al., 1991). A: Alpine mobile zone covered by Neogene sediments.

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 ± 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 (~ 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 ~ 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 μm with standard deviation of 1.4 to 2 μm (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 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 Cl/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 Cl/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_3 sedimentation),
- 35–21 Ma (E_3 - M_1 sedimentation with minor periods of variable denudation),
- 16–2 Ma (M_2 -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): 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.
- ÁRVÁNYÉ SÓS E., BALOGH K., RAVASZ-NÉ BARANYAI L. & RAVASZ Cs. (1987): Mezozoos 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): 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 Közlemények*, 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.
- BERTAGNOLI, 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 Közönlöny* 114, 81–100.
- CŠÍKY G. (1961): Az észak-magyarországi szénhidrogénkutatókőolajföldtani eredményei. (Oil geological results of prospecting for oil and gas in North Hungary). – *Földtani Közönlöny* 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 Közönlöny* 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 vázlat. (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 Közönlöny* 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.

A Tokaji-hegység Sátoraljaújhely-Rudabányácska és Vágáshuta közötti területének nemesfém-dúsulásait létrehozó hidrotermás folyamatok rekonstrukciója

Reconstruction of hydrothermal processes accompanied by precious-metal enrichment in the area between Sátoraljaújhely-Rudabányácska and Vágáshuta, Tokaj Mts., NE-Hungary

MOLNÁR Ferenc¹

(8 ábrával és 5 táblával)

Összefoglalás

A Sátoraljaújhely-Rudabányácska és Vágáshuta közötti, középkori nemesfém-bányászattal jellemzett területen ásvány-kőzettani és folyadékzárvány vizsgálatok alapján a hidrotermás folyamatok rekonstrukciója történt meg. Az eredmények arra utalnak, hogy a hidrotermás folyamatok 130–300 °C közötti hőmérsékleten mentek végbe. Ezen belül a magasabb (200–300 °C) hőmérsékletű szakaszban a sanidin kristályainak szericitesedését követően kvarc-adulár-pirit paragenézis képződött a riolituffában. Az amfiboldácit esetében a metasomatikus eredetű, a plagioklászok kiszorításával keletkezett káliföldpátok szericitesedése szintén megfigyelhető volt, de az alacsonyabb (130–180 °C) hőmérsékleten képződött érkitöltésekben az adulár nem fordult elő, és a pirit mellett a hematit is megjelent. A zárványvizsgálatok alapján különböző hőmérsékletű és koncentrációjú hidrotermás oldatok keveredése és felforrása került meghatározásra. A magasabb hőmérsékletű szakaszban az arany feldúsulásához a viszonylag bázikus és redukzív közegben (adulár és pirit stabilitása) végbement, oldatkeveredést kísérő hőmérsékletcsökkenés vezethetett. A 200 °C alatti hidrotermás folyamatok során az oxidációs-redukciós viszonyok lokális változásai szintén okozhatták az arany koncentrációváltozását. Ezen folyamatok a ma felszínen lévő képződmények 200–330 méteres fedettsége idején mentek végbe.

Abstract

The hydrothermal alteration of rhyolitic tuff and amphibole-dacite (Middle-Upper Miocene) host rocks of the studied area took place in several steps. During the early metasomatic processes the plagioclase crystals of dacite have been replaced by potassium feldspar. Later these replacements and the sanidine of rhyolitic tuff suffered sericite alteration. The opening of the

¹ELTE Ásványtani Tanszék, 1088 Budapest, Múzeum krt. 4/a.

Fényposta: molnar@ludens.elte.hu

hydrothermal fracture system was accompanied by the precipitation of quartz-adularia-pyrite assemblage in the rhyolitic tuff, but the adularia was absent and the hematite was present in the fracture infillings of dacite.

According to the results of fluid inclusion studies the hydrothermal processes took place between 130 °C and 300 °C. The composition of fluids can be modelled by the NaCl-CaCl₂-H₂O-system. The total salinity of solutions varied between 4–7,5 NaCl equiw. wt%. The mixing of fluids with different temperature and salinity and the periodic boiling of hydrothermal solutions were also proved by fluid inclusion studies.

On the basis of the modelling of gold precipitation it was outlined that the temperature drop caused by the fluid-mixing processes could be responsible for the gold enrichment in the high-temperature (200–300 °C) stage of hydrothermal activity (quartz-adularia-pyrite paragenesis). In the late stages the local changes in the oxigene-activity reflected by the contemporaneous presence of hematite and pyrite could also cause some enrichment of gold.

The palaeodepth of hydrothermal processes was about 200–330 metres.

Key words: fluid inclusion, hydrothermal processes, precious metals, Miocene, Hungary

Bevezetés

A Tokaji-hegység DK-i peremén, Sátoraljaújhely-Rudabányácska és Vágáshuta között egy ÉNy-DK-i irányban elnyúló ércindikációs zóna húzódik. Az Au, Ag, As, Sb elemekre nézve geokémiai anomáliákkal rendelkező területen (HARTIKAINEN et al., 1992) a telkibányaihoz hasonló bányaműveletek nyomai találhatóak. A hasonlóság nem véletlen, mivel Rudabányácska a XIV. században a telkibányai kamarához tartozó település volt (HOFFER, 1928).

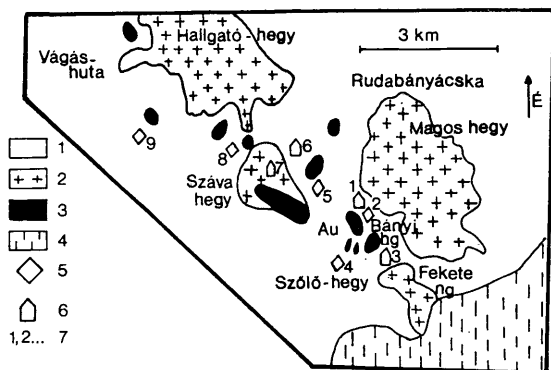
A rudabányácskai horpabányászat központi területe a Bányi-hegy volt (1. ábra). Az ércdúsulás mélyebb zónáit egy altárróval is harántolták. A Száva-hegy ÉK-i oldalában, a Tarda-völgy szintjéről néhány további behatoló táro maradványa is felismerhető. A kapcsolódó aknasorozatok alapján ezek hossza nem haladta meg az 50–100 métert. További horpakutatási nyomok a Száva-hegy gerincén is követhetők.

A jelenlegi dolgozat célkitűzése az, hogy a geokémiai anomáliákkal és egykori bányászattal jellemzett terület ércesedését kialakító hidrotermás folyamatok modellezését a különböző ásványok folyadékzárványainak vizsgálati eredményei alapján mutassa be.

A terület ércföldtani ismeretessége

A Sátoraljaújhely-Rudabányácska és Vágáshuta közötti terület beható vizsgálatával elsőként SZÁDECZKY (1897) foglalkozott. Részletes terepi és mikroszkópos megfigyelései alapján rögzítette, hogy az andezit, a riolit és ezek tufái bádeni és szarmata korúak. A terület földtani kutatásának ezen kezdeti eredményeit követően HOFFER 1928-ban közölte Rudabányácska egykori bányászatára vonatkozó összefoglalását.

A kérdéses zóna ércföldtani kutatása a második világháborút követően élénkült fel. PANTÓ és GAGYI PÁLFI (1950) a Bányi-hegy altárrójának újranityásával, és az onnan előkerült minták vizsgálatával bizonyították, hogy az egykori bányászat ténylegesen az arany kitermelését célozta. JASKÓ és MÉHES (1951) részletes felvételeik alapján rögzítették, hogy az ércesedést létrehozó hidrotermás működés nyomai a Fekete-hegy és a Száva-hegy vonalában, egy ÉNy-DK-i irányú zónában nyomozhatóak (1. ábra).



1. ábra: A Sátoraljűhely-Rudabányáscka és Vágáshuta közötti terület földtani vázlatja (VARGÁNÉ MÁTHÉ, 1961 és GYARMATI et al., 1976 nyomán) a mintavételi pontokkal. 1. riolittufa (bádeni), 2. piroxén-amfiboldácit (bádeni), 3. pszeudotachit (kálimetaszomatizált kőzet), 4. áthalmazott riolittufa, 5. kőzetalkotó kvarc riolittufából, 6. hidrotermás kvarc, 7. a mintavételi pont sorszáma

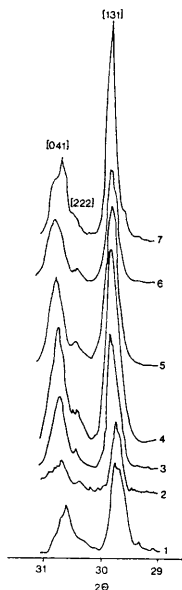
Fig. 1. Geology of the area (after VARGA-MÁTHÉ, 1961, and GYARMATI et al., 1976). 1. rhyolite tuff (Badenian), 2. pyroxene-amphibole dacite (Badenian), 3. pseudotachyte (K-metasomatized), 4. redeposited rhyolite tuff, 5. rock-forming quartz from rhyolite tuff, 6. hydrothermal quartz, 7. sampling point.

Érctelérek előfordulását azonban nem észlelték, csupán a bádeni korú riolittufát szelő limonitosodott piritzsinórokat azonosítottak.

A rudabányásckai területen további kutatásokat végzett GÖBEL (1956). Munkálatai során ismerte fel a Bányi-hegy hidrotermásan átalakult (kovásodott és piritesedett) riolittufájában jelentkező kálium-dúsulásokat. A hidrotermás zóna tágabb környezetében, a Sátor-hegyek területén propilitisedést is megfigyelt. Kutatásai során megállapítást nyert, hogy a bányaművelet által feltárt 1–1,5 méter vastag, telérszerű, limonitos zónák ezüst- és réz-dúsulásokkal rendelkeznek. Emellett a Bányi-hegy altárójának agyagásványos zsinórjaiban kiugró Au-koncentrációk jelenlétét is rögzítette.

A terület kőzeteiben jelentkező kálium-dúsulásokat VARGÁNÉ MÁTHÉ (1961) vizsgálta részletesen. Megállapításai szerint a metasztatikus-hidrotermás folyamatok során az andezites összetételű kőzetekben a plagioklászokat kiszorítva szanidin, míg a nagyobb porozitású riolittufa alapanyagában adulár képződött. A kőzetek káliumtartalmának ezen folyamatokhoz kapcsolódó megnövekedése egy ÉNy-DK-i irányú, több kilométer hosszú zónában került kimutatásra (1. ábra).

A terület ércföldtani ismeretességéhez további értékes adatokat szolgáltatott KULCSÁR (1970) kutatásai. A korábbi eredményeket kiegészítve megállapította, hogy a bányaművelet agyagásványos erézeiben a termésarany is megjelenik. Ez azonban másodlagos keletkezésű; az elsődleges arany-dúsulás a kvarc-adulár-pirit paragenézishez kapcsolható. A Fekete-hegy körzetében Zn-, Ag-, és Pb-anomáliákat is meghatározott. A Száva-hegytől ÉK-re lemélyült Sp-12. sz. fúrás anyagában polimetallikus (pirit, szfalerit, galenit) ércnyomokat is leírt.



2. ábra: Kálicőpátok pordiffrakciós felvételeinek részlete.

1. Wairakei, Új-Zéland: adulár (STEINER, 1970)

2–3. Telkibánya: adulár

4–5. Telkibánya: plagioklásztt kiszorító kálicőpát

6. Sátoraljaújhely-Rudabányácska: adulár

7. Sátoraljaújhely-Rudabányácska: sanidin riolitufából. Az {131} reflexió hiánya monoklin szerkezetre utal. Fig. 2. Powder diffraction records of potash feldspars.

1. Wairakei, New Zealand: adularia (STEINER, 1970).

2–3. Telkibánya: adularia.

4–5. Telkibánya: potash feldspar replacing plagioclase. 6. Sátoraljaújhely-Rudabányácska: adularia.

7. Sátoraljaújhely-Rudabányácska: sanidine from rhyolite tuff. The missing {131} reflection indicates monoclinic structure.

GYARMATI és PENTELENYI (1973), továbbá GYARMATI (1977) közzétett vizsgálatai bizonyították, hogy a Hallgató-hegy, a Száva-hegy és a Magas-hegy korábban andezitnek minősített kőzetei geokémiailag dácitos összetételűek. Az amfiboldácit-testek a bádeni korú riolitufába kis intrúziók gyanánt nyomultak be.

A kérdéses területen és tágabb környezetének kőzetein végzett K/Ar kor meghatározások alapján (PÉCSKAY et al., 1986) a riolitufa felhalmozódása több fázisban, 14,6–11,8 millió évvel ezelőtt ment végbe (felső bádeni–alsó szarmata). A dácitos képződmények kora 13,2–11 millió évnél adódott.

Vizsgálati módszerek

A Sátoraljaiújhely–Rudabányácska és Vágáshuta közötti zónában végzett terep-bejárások során elsősorban a zárványvizsgálatoknak megfelelő (kétoldalán polifrozott, 0,1–1 mm vastag metszeteikben átlátszó) ásványfázisok mintázása történt meg. Az ezen kívánalmakat kielégítő hidrotermás eredetű és kőzetalkotó kvarc közvetlen környezetéből származó, reprezentatív kőzetmintákon polarizációs mikroszkópos, röntgendiffrakciós (Siemens D-500 berendezés, ELTE TTK Ásványtani Tanszék) és elektromikroszondás (AMRAY-típusú berendezés, ELTE TTK Kőzetan-Geokémiai Tanszék) vizsgálatok történtek. A mintavételi pontokat az 1. ábra szemlélteti.

A hidrotermás és kőzetalkotó kvarc folyadékzárványain Chaixmeca-típusú (POTY et al., 1976) fűthető-hűthető mikroszkópi feltét (ELTE TTK Ásványtani Tanszék) felhasználásával fázisátmeneti jelenségek hőmérsékletének meghatározása történt meg. Ezen vizsgálatok alapján a következő paraméterek határozhatók meg (ERMAKOV és DOLGOV, 1979; ROEDDER, 1984; SHEPHERD et al., 1985):

— homogenizációs hőmérséklet. Az adott földtani környezetben ezen adatok a hidrotermás folyamatok egykori hőmérsékletére utalnak.

— eutektikus/kotektikus hőmérséklet. A megfagyasztott zárványfluidumban megfigyelhető alkáli/alkáliföldfém-klorid-hidrát olvadáspontja a hidrotermás oldatok összetételének modellezésére használható fel.

— fagyáspontcsökkenés. Ezen adatok alapján a folyadékzárványokban megőrzött hidrotermás oldatok össz-koncentrációja számítható, NaCl ekvivalens súly %-ban kifejezve (POTTER et al., 1978).

A meghatározott eutektikus/kotektikus adatoknak a homogenizációs hőmérséklet függvényében tapasztalt eloszlása alapján a fluidumok összetételének „időbeli” (a hidrotermás rendszer hűlése során tapasztalható) változása körvonalazható. A koncentráció adatok eloszlása a homogenizációs hőmérséklet függvényében oldatkeveredési és felforrási folyamatok nyomónkövetésére alkalmas.

Eredmények

A mikrotermometriai vizsgálatokra alkalmas ásványfázisok közvetlen környezetének metasomatikus-hidrotermás képződményei

A korábbi kutatások eredményei alapján a hidrotermás folyamatokat bevezető metasomatózis a Száva-hegy tömegét alkotó amfiboldácit kálium-tartalmának megnövekedését okozta. Az üde és a kálimeszomatózis következtében trachitosodott kőzet (pszeudotrachit) között VARGÁNÉ MÁTHÉ (1961) a következő átmenetet mutatta ki:

1. Intenzív kőzetátalakulás esetén a plagioklászokat kiszorító káliföldpát (szanidin) mellett a színes elegyrészek lebontása révén képződött hematit.

2. Kisebb mérvű kőzetátalakulás esetén a plagioklászokat csak részben kiszorító káliföldpát mellett a színes elegyrészek helyén képződött klorit.

A nagyobb porozitású riolituffában a káliumdúsulás az alapanyagban megjelenő adularához kötődik.

	1	2
Al ₂ O ₃	18.15	18.58
SiO ₂	65.58	65.36
K ₂ O	16.20	16.02
Σ	99.93	99.96

1. táblázat: A Fekete-hegy riolituffját átítató mozaikkristályos kvarchalmazokban előforduló, pszeudoromboéderekes megjelenésű adular elektronmikroszondás elemzési adatai (AMRAY-típusú berendezés, ELTE TTK Közvetlen-Geokémiai Tanszék)

Table 1. Electron microprobe analysis of pseudorhomboidal adularia, forming mosaic crystalline groups in the rhyolite tuff of Fekete-hegy (AMRAY instrument, Department of Petrology and Geochemistry, Eötvös University).

Minta	Képződemény	Meghatározott ásványfázisok
1	érkitöltés	kvarc, káli földpát (szanidín), (illit/muskovit)
5	riolituffa	kvarc, káli földpát (szanidín), plagioklász (albit), (illit/muskovit)
7	dácit	kvarc, káli földpát (szanidín), hematit, (illit/muskovit)
8	riolituffa	kvarc, káli földpát (szanidín), plagioklász (albit), (illit/muskovit)
9	riolituffa	kvarc, káli földpát (szanidín), plagioklász (albit), montmorillonit, (illit/muskovit)

2. táblázat: Röntgendiffrakciós vizsgálatok alapján meghatározott ásványfázisok a vizsgált terület reprezentatív mintáiban (Siemens D-500 típusú berendezés, ELTE TTK Ásványtani Tanszék). A mintavételi helyeket ld. az 1. ábrán.

Table 2. X-ray mineral phases in selected samples (Siemens D-500 instrument, Department of Mineralogy, Eötvös University).

Ezen korábbi eredmények az újabb megfigyelések alapján néhány további adattal egészíthetők ki. Az amfiboldácit intenzíven kovásodott zónáiban a színes elegyrészek helyét is mozaikkristályos kvarc tölti ki. Az alapanyagot átítató, valamint a kőzet repedéseit kitöltő kvarc gyakran társul hematittal. A durvakristályos telérkvarcban azonban a hematit mellett pirit is megjelenik. A káli metasomatizált kőzet káli földpátjai szericitesedtek, míg az alapanyag plagioklászlecei üdék. Az esetenként még előforduló biotit erősen kifakult.

A riolituffában a kovásodás az alapanyag mozaikkristályos átítatódásán kívül a kőzetalkotó kvarc kristályain megfigyelhető ránövési szegélyek formájában, sőt a Bányi-hegyen és a Fekete-hegyen a kőzet üregeiben fennőtt idiomorf kvarckristályok megjelenésében is megnyilvánul. A ránövési szegélyekben és a mozaikkristályos átítató-

dásokban, továbbá a Bányi-hegyen a kőzet üregeiben fennőtt, pszeudoromboéderes megjelenésű kristályokként fordul elő az adalár.

Az adalár a röntgendiffrakciós felvételek alapján a mellékkőzet szanidinjéhez, a Telkibányán előforduló, plagioklászokat kiszorító és a kőzet üregeiben fennőtt, továbbá a wairakei (Új-Zéland) geotermális mezőn előforduló kálicföldpátokhoz hasonlóan monoklin szerkezetű (2. ábra). Az adalár az alkalmazott elektronmikroszkopos kimutatási határain belül tiszta kálicföldpát (1. táblázat). A riolituffában előforduló szanidin rendszerint szericitesedett, míg az adalár üde megjelenésű. Ez arra utal, hogy az adalár a szericitesedés után képződött.

A riolituffa anyagából készült röntgendiffrakciós felvételeken, a földpátok szericitesedésének megfelelően, 10 Å-ös bázisreflexiójú rétegszilikát (illit/muskovit) jelenléte rendszeresen kimutatható volt. Emellett csupán a vágáshutai Bányabérc riolituffájában jelentkezett montmorillonit (2. táblázat).

A Bányi-hegy riolituffájában barna színű, kemény anyaggal kitöltött, 1–2 cm vastag erezések is előfordulnak. Ezek mentén a kőzet színe a pirit utáni limonit pszeudomorfózák jelenléte miatt sárgásbarna. Az érkitöltés porszerű alapanyagába ágyazottan csupán egy-egy kvarc és földpát töredéke figyelhető meg mikroszkópban. A röntgendiffrakciós vizsgálatok is csupán kőzetalkotó ásványok jelenlétét mutatta ki a kérdéses érkitöltésekben (2. táblázat). Ezek alapján az erezéseket kitöltő anyag kőzetliszt. Az érkitöltések mentén, a repedések falával párhuzamosan, elnyúlt csepp-alakú, aprószemcsés kvarcanyaggal kitöltött felhasadozások láthatók. A kőzetliszt érkitöltésként való megjelenése, a felhasadozási nyomok együttesen hidrotermás breccsásodásra utalnak (SILLITOE, 1985).

A zárványvizsgálatok eredményei

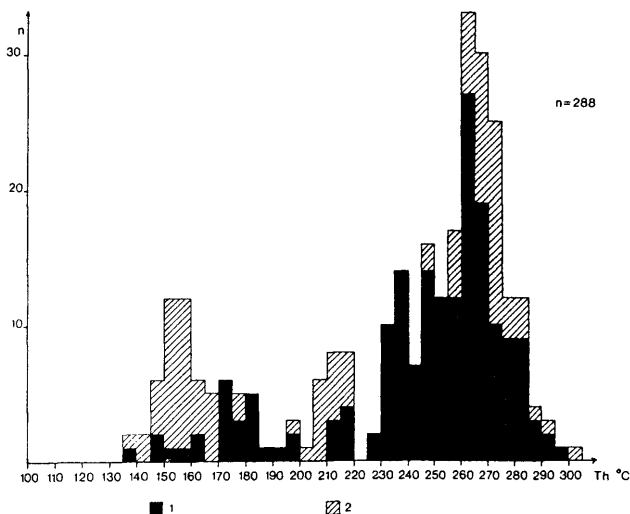
A Rudabányácska és Vágáshuta közötti zónában a folyadékzárvány-vizsgálatok céljára a Bányi-hegy és a Fekete-hegy riolituffájának üregeiben fennőtt idiomorf kvarckristályok, a Száva-hegy átalakult amfiboldácitjában előforduló ér- és telérkitöltő kvarcaggregátumok kristályai, továbbá a területen széleskörűen elterjedt riolituffa kőzetalkotó kvarckristályai bizonyultak alkalmasnak (1. ábra).

A hidrotermás eredetű kvarckristályokban csak folyadékfázist, illetve folyadék és gázfázist együttesen tartalmazó mikroüregek figyelhetők meg. Ez utóbbi, kétfázisú zárványtípusban szobahőmérsékleten a folyadékfázis térfogata többnyire meghaladja a folyadék telített gőzét tartalmazó gázfázis térfogatát. A mikrotermometriai vizsgálatok ezen primer és pszeudoszekunder genetikai típusú (ROEDDER, 1984) kétfázisú zárványokon történtek. A Fekete-hegy idiomorf kvarckristályai azonban uralkodóan gázfázist tartalmazó zárványokat is sikerült azonosítani. Ezek jelenléte a kvarc anyaidatának gőztelített (felforr) állapotára utal (ROEDDER, 1984).

A kőzetalkotó kvarc folyadék- és gázfázist tartalmazó zárványai egyrészt az ásvány behegedt repedéseiben, másrészt a primer üvegzárványok hidrotermás folyamatokhoz kapcsolódó kioldódásával képződött üregekben helyezkednek el. Ez utóbbi, sajátos genetikájú, szekunder zárványtípus részletes jellemzése és hidrotermás folyamatok rekonstrukciójában történő felhasználhatósága a korábbi vizsgálatok során (MOLNÁR, 1988) már bizonyításra került.

A hidrotermás és kőzetalkotó kvarc kétfázisú zárványain meghatározott homogenizációs hőmérsékleti értékek eloszlását a 3. ábra szemlélteti. Az eloszlási diagram alapján

kitűnik, hogy a vizsgált terület hidrotermás folyamatai két, határozottan elkülönülő hőmérsékleti intervallumban mentek végbe. A nagyobb, 200 és 300 °C közötti hőmérsékletű fluidumokat az idiomorf megjelenésű hidrotermás kvarc és a kőzetalkotó kvarc folyadékzárványai őrizték meg. A 130 és 180 °C közötti hőmérsékleten befogott folyadékzárványok részben az ér- és repedéskitöltő kvarcaggregátumokban, részben a kőzetalkotó kvarc kristályaiban fordultak elő.

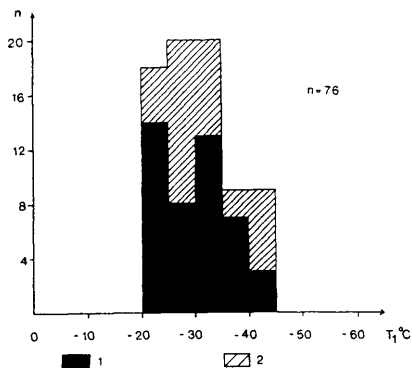


3. ábra: A vizsgált terület kőzetalkotó (1) és hidrotermás (2) kvarckristályaiban előforduló folyadékzárványok homogenizációs hőmérsékleteinek (T_h) eloszlása.

Fig. 3. Distribution of homogenization temperatures (T_h) of fluid inclusions in rock-forming (1) and hydrothermal (2) quartz crystals.

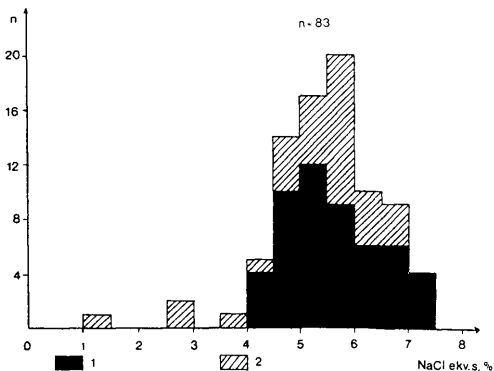
A különböző ásványfázisok folyadékzárványainak eutektikus/kotektikus hőmérsékleti értékeinek és a fagyáspontcsökkenés alapján számított koncentráció adatoknak eloszlása egymaximumos jellegű (4. és 5. ábra). Az eutektikus/kotektikus adatok alapján a zárványokban megőrzött hidrotermás oldatok összetétele a NaCl–CaCl₂–H₂O terner rendszerrel modellezhető (SHEPHERD et al., 1985). A fluidumok össz-szalinitása uralkodóan 4–7,5 NaCl ekvivalens súly % közötti volt.

Az eutektikus/kotektikus hőmérsékleti adatoknak a homogenizációs hőmérsékletek függvényében tapasztalt eloszlása (6. ábra) összetett fluidumfejlődésre utal. A hidrotermás folyamatok korai szakaszában (250–300 °C) befogott folyadékzárványok eutektikus/kotektikus adatai a csökkenő homogenizációs hőmérséklettel párhuzamosan csökkennek. Ez a változási tendencia a kloridos-típusú hidrotermás oldatok Ca²⁺ (alkáli



4. ábra: A vizsgált terület kőzetalkotó (1) és hidrotermás (2) kvarckristályaiban előforduló folyadékzárványok eutektikus/kotektikus hőmérsékleteinek (T_1) eloszlása.

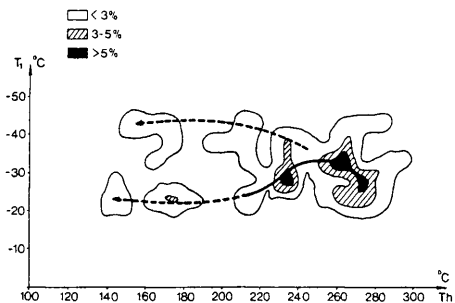
Fig. 4. Distribution of eutectic/cotectic temperatures (T_1) of fluid inclusions in rock-forming (1) and hydrothermal (2) quartz crystals.



5. ábra: A vizsgált terület kőzetalkotó (1) és hidrotermás (2) kvarckristályaiban előforduló folyadékzárványok koncentráció (c) adatainak eloszlása.

Fig. 5. Distribution of concentration values (c) of fluid inclusions in rock-forming (1) and hydrothermal (2) quartz crystals.

földfém)-ionokban történt dúsulására utal (a Na/Ca arány csökkent; HAYNES, 1985). 250 °C-nál kisebb hőmérsékleten a hidrotermás fluidumok differenciálódása ment végbe. Az oldatok egy része a hőmérséklet csökkenésével párhuzamosan tovább dúsult Ca^{2+} (alkáli-földfém)-ionokban, míg másik részük ezen ionokban elszegényedett.



6. ábra: A folyadékzárványok eutektikus/kotektikus hőmérsékleti értékeinek (T_e) eloszlási gyakorisága a homogenizációs hőmérsékletek (T_h) függvényében.

Fig. 6. Distribution frequency of eutectic/cotectic temperatures (T_e) of fluid inclusions as a function of homogenization temperature (T_h).

A fluidumok koncentráció értékeinek eloszlása a hőmérséklet függvényében (7. ábra) szintén a hidrotermás oldatok differenciálódását tükrözi. Általános a hőmérséklet csökkenésével párhuzamos koncentráció csökkenés. Ez a nagyobb hőmérsékletű és koncentrációjú hidrotermás fluidumoknak a kisebb hőmérsékletű és hígabb oldatokkal (a rendszer peremi zónáiból betörő meteorikus eredetű vízzel?) történő keveredésére utal. Ezen általános változási irányra szuperponálódik a többszöri felforrásra utaló koncentráció-növekedés.

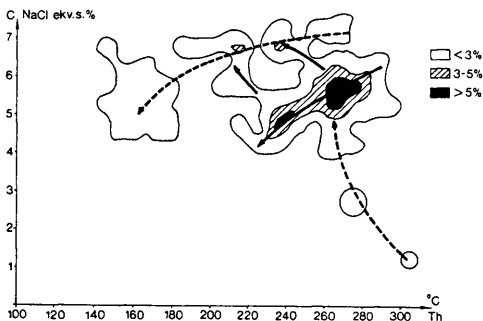
A zárványok fázisviszonyainak megfigyelése alapján a Fekete-hegy idiomorf kvarckristályainak képződése során volt azonosítható a felforrás. A minta adatai a 230–210 °C hőmérsékleti intervallumban tapasztalható koncentráció-növekedést jelölik ki a 7. ábrán (III. felforrási periódus). A koncentráció értékek növekedése azonban 285–260 °C és 260–230 °C közötti hőmérsékleten is utalnak a hidrotermás fluidumok gőzteltett állapotának kialakulására (I. és II. felforrási periódus).

A vizsgálati eredmények értelmezése

A mellékközet-fluidum kölcsönhatás modellezése

A vizsgálati eredmények alapján kitűnik, hogy a hidrotermás tevékenység különböző hőmérsékletű szakaszaiban befogott folyadékzárványok összetétele a Ca^{2+} (alkáliföldfém)-ion tartalom tekintetében változékonyságot mutat. A Tokaji-hegység DK-i részén a bádeni korú üde riolittufa CaO-tartalma 0,82–3,12% közötti. Ezzel szemben a

Rudabányáscka és Vágáshuta közötti zónában a hidrotermás hatások következtében átalakult riolittufa CaO-tartalma kisebb, 0,09–0,92% közötti (GÖBEL, 1956; GYARMATI és PENTELENYI, 1973). Ezek alapján a 250 °C-nál magasabb hőmérsékletű hidrotermás oldatoknak a folyadékzárvány vizsgálatok alapján azonosított Ca^{2+} (alkáliföldfém)-ion tartalmának megnövekedése a riolittufa elbontása során fellépő Ca-mobilizációt tükrözheti.



7. ábra: A folyadékzárványok koncentráció értékeinek (c) eloszlási gyakorisága a homogenizációs hőmérsékletek (T_h) függvényében.

Fig. 7. Distribution frequency of concentration values (c) of fluid inclusions as a function of homogenization temperature (T_h).

A kisebb hőmérsékleten végbement, a kation-összetételben (Na/Ca arány változásában) tapasztalt oldatdifferenciáció a zárványtartalmú ásványfázisok mellékközetek eltérő jellegeire vezethető vissza. A riolittufából származó kőzetalkotó kvarc esetében az alacsony hőmérsékleten befogott folyadékzárványok Ca^{2+} (alkáliföldfém)-ionokban elszegényedtek, feltehetően azért, mert a magasabb hőmérsékletű fluidumok a kőzet Ca-tartalmát már mobilizálták. Ezzel szemben az amfiboldácitban húzóó erezéseket, teléreket kitöltő, alacsony hőmérsékleten képződött tömeges kvarc zárvényaiban erőteljes Ca^{2+} (alkáliföldfém)-ion dúsulás tapasztalható. A dácitnak a riolittufánál nagyobb, 4,15–7,96% CaO-tartalma az erősen lebontott (kálimetaszomatizált) változatában 0,2–1,01%-ra csökkent (GYARMATI és PENTELENYI, 1973). A dácittal reakcióba lépő hidrotermás fluidumok a riolittufához képest Ca-ban jelentősebben dúsulhattak, és ezen oldatok őrződtek meg az ér- és repedéskitöltő kvarc zárvényaiban.

A hidrotermás folyamatok különböző szakaszaiban befogott folyadékzárványokat tartalmazó kvarcváltozatok közvetlen környezetének metasztatikus-hidrotermás eredetű ásványparagenezisei is egymástól eltérőek (3. táblázat). A riolittufából származó minták környezetében kvarc-adulár-kalcisillám (szericit)-pirit(-montmorillonit) ásványegyüttes azonosítható. Az adulár-tartalmú paragenezisek esetében a folyadékzárványok homogenizációs adatai alapján a hidrotermás folyamatok 200 °C feletti hőmérséklete rögzíthető. A dácittesten belül azonban csak 200 °C alatt képződött ér- és telérkitöltő

Minta	Ásvány	Th °C	Ásványparagenezis (+ kvarc)
1	A	250-290	adulár - szericit(*) - pirit
2	B	230-270	adulár - szericit(*) - pirit
3	A	200-220	adulár - szericit(*)
5	B	140-190	szericit (*)
		230-280	
6	C	140-180	hematit-pirit
7	C	140-160	hematit-szericit(*)-káli földpát (szanidin)
8	B	230-290	adulár-szericit(*)
9	B	230-270	adulár-szericit(*) - montmorillonit

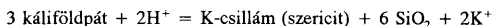
A - idiomorf hidrotermás kvarc, B - közetalkotó kvarc, C - ér- és telér-kitöltő tömeges kvarc; (*) - a közetben előforduló káli földpát átalakulásával képződött, 10 Å-ös bázisreflexiója rétegszilikát

3. táblázat: A vizsgált ásványfázisok folyadékzárványainak jellemző homogenizációs hőmérsékletei (T_h) és környezetük metasomatikus-hidrotermás ásványparagenezisei.

Table 3. Characteristic homogenization temperatures (T_h) of fluid inclusions and the surrounding metasomatic-hydrothermal parageneses. A. euhedral, hydrothermal quartz, B. rock-forming quartz, C. massive vein quartz. (*) layer silicate with 10 Å base reflection, altered from potash feldspar.

kvarckiválások azonosíthatók, melyekben adulár nem fordul elő, és a pirit mellett a hematit is megjelenik.

A riolituffa szanidinjének szericitesedését követő adulár képződés arra utal, hogy a



reakciónak megfelelően a hidrotermás fluidumok pH értéke a szericitesedést követően megnövekedett. A dácittesten belül a plagioklászok káli földpát általi kiszorítását szintén szericitesedés követte, ami a fenti egyenletnek megfelelően a fluidumok pH-értékének csökkenését jelzi.

A megfigyelések alapján a dácit metasomatikus káli földpátosodása és a riolituffában a hidrotermás folyamatokhoz kapcsolódó adulár-képződés nem tekinthető szingenetikus folyamatnak. A metasomatikus káli földpátosodás a riolituffában nem hozott létre új ásványfázist, mivel abban a káli földpát már közetalkotóként jelen volt. Az ezt követő szericitesedés (pH-csökkenés) mind a dácitban, mind a riolituffában kimutatható. A következő szakaszban a hidrotermás repedésrendszerek felnyílásához 200 °C feletti hőmérsékleten az adulár képződése társult. Az adulár kristályosodása a fluidumok pH-értékeinek megnövekedését is jelzi. Ez a szakasz a dácittesten belül nem mutatható ki.

A recens geotermális mezőkön végzett vízanalízisek, továbbá az epitermás ércesedések ásványainak fluidzárvány vizsgálata alapján (KAMILLI és OHMOTO, 1977; HEDENQUIST és HENLEY, 1985; KRUPP és SEWARD, 1987; SANDER és EINAUDI, 1990;

MOLNÁR, 1993) a káliföldpátosodott-sericitesedett mellékkőzettel egyensúlyba került híg oldatokban a K^+ -ion aktivitására 0,01 és 0,001 m közötti értékek jó közelítéssel elfogadhatóak. A fenti reakció egyensúlyi állandójának (K) hőmérsékletfüggése (HELGESON et al., 1978) és a K^+ -ion aktivitásának (a_{K^+}) közelítése alapján a fluidumok pH-értéke a következőképpen számítható:

$$pH = 0,5 \log K - \log a_{K^+}$$

Ennek megfelelően a sericitesedett szanidinnel jellemzett kőzetben előforduló üde adulárt tartalmazó paragenézisekben meghatározott átlagos homogenizációs hőmérsékletek ismeretében a hidrotermás fluidumok minimális pH-értékeire a 4. táblázatban feltüntetett adatok számíthatók.

Minta	T_h °C	logK	pH
1	270	7.8	5.9-6.9
2	250	8	6-7
3	216	8.8	6.4-7.4
8	262	7.6	5.8-6.8

4. táblázat: Az adulár-tartalmú paragenézisekben előforduló kvarc átlagos homogenizációs hőmérsékleteinek (T_h) és a káliföldpát sericitesedését leíró reakció (ld. a szövegben) egyensúlyi állandóinak (log K) ismeretében számítható minimális pH értékek ($a_{K^+} = 0,01$ m és 0,001 m esetén)

Table 4. Minimal pH values calculated from average homogenization temperatures (T_h) of quartz in adularia-containing parageneses, and from equilibrium constants (log K) of the reaction describing sericitization of potash feldspar ($a_{K^+} = 0,01$ m and 0,001 m).

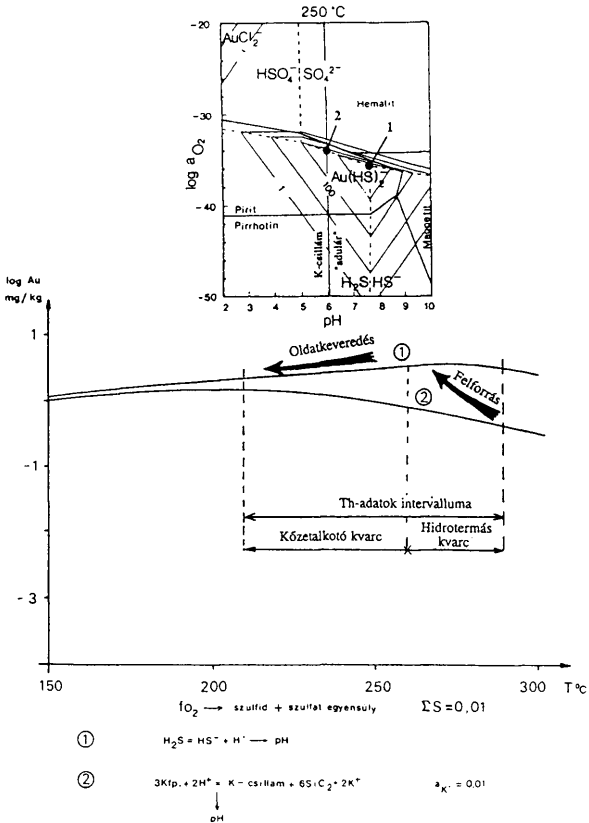
A vizsgált területen rögzített metasomatikus-hidrotermás folyamatok hasonlóak a Telkibányán megfigyeltékhez. Telkibányán is azonosításra került, hogy a metasomatikus káliföldpátosodást sericitesedés követte, majd a hidrotermás repedés-rendszerek felnyílásának korai szakaszaiban (240–270 °C) adulár képződött (MOLNÁR, 1993).

Az Au-dúsulás kialakulásának modellezése

Az ásvány-kőzettani és folyadékzárvány vizsgálatok alapján az egykori bányászat központi területén, a Bányi-hegy körzetében a hidrotermás fluidumok jellemzőinek változása a következőekben foglalható össze:

1. 300 °C körüli hőmérsékleten enyhén savanyú-neutrális kémhatású fluidumok jelenléte (a riolitufa szanidinjének sericitesedése).
2. 200–300 °C között többszöri felforrás során a pH-viszonyok bázisos irányba történő eltolódása (az adulár stabilitásának megfelelő viszonyok kialakulása).
3. Viszonylag redukzív közeg fennállása (a pirit stabilitása).
4. Intenzív oldatkeveredés (a fluidumok hőmérsékletének csökkenésével párhuzamos hígulás).

A laboratóriumi kísérletek eredményei (SEWARD, 1973; SHENBERGER és BARNES, 1989) arra utalnak, hogy az epitermás rendszerekre jellemző fluidumokban leginkább $\text{Au}(\text{HS})_2$ -komplex formájában történik az arany szállítása. Az $\text{Au}(\text{HS})_2$ -komplex stabilitásának hőmérséklet-, pH- és oxigén-aktivitás függését szemlélteti a 8. ábra.



8. ábra: Az $\text{Au}(\text{HS})_2$ -komplex oldhatósága a hőmérséklet (T), a pH és az oxigén-aktivitás függvényében. A maximális oldhatóság a pirít stabilitása esetén az 1. pontban, illetve az 1. görbe mentén tapasztalható (SHENBERGER és BARNES, 1989 nyomán).

Fig. 8. Solubility of the $\text{Au}(\text{HS})_2$ complex as a function of temperature (T), pH and oxygen activity. Maximum solubility is observed at Point 1, or along Curve 1, if pyrite is stable (after SHENBERGER and BARNES, 1989).

Az $\text{Au}(\text{HS})_2$ -komplex oldhatóságának pH-log a_{O_2} -függése alapján kitűnik, hogy a szericesedést követő adularósdással jelzett pH-növekedés a pirit stabilitási viszonyai között az arany kicsapódásának nem kedvező folyamat. A kialakult bázikus kémhatású közegben az adular stabilitása mellett végbement hűlési folyamat azonban már az $\text{Au}(\text{HS})_2$ -komplex stabilitását csökkenti (ld. a 8. ábrán az arany oldhatóságának hőmérsékletfüggését az 1. görbe mentén). Ezek alapján a zárványvizsgálatok során azonosított, oldatkeveredés által kiváltott hűlési folyamat vezethetett az arany fel-dúsulásához.

A 8. ábra alapján az is kitűnik, hogy az $\text{Au}(\text{HS})_2$ -komplex stabilitását az oxidációs-redukciós viszonyok is nagymértékben szabályozzák. A korábbi adatok alapján (VARGÁNÉ MÁTHÉ, 1961) a Száva-hegyen azonosított kálimetaszomatózis viszonylag oxidatív körülmények között ment végbe, mivel a színes elegyrészek hematitosodtak. A hidrotermás folyamatok zárófázisában képződött tömeges kvarckiválásokban azonban a hematit mellett már a pirit is megjelent (3. táblázat). Ez arra utalhat, hogy a Száva-hegy körzetében azonosított, 150 °C körüli hőmérsékletű folyamatok során a rendszer oxidációs viszonyai lokálisan változóak voltak. A reaktívabb közegből (pirit stabilitása) az oxidatívabb környezetbe (hematit stabilitása) történő átmenet az arany kicsapódásának kedvező folyamat. A 8. ábra alapján azonban az is kitűnik, hogy 200 °C alatt a hőmérséklet csökkenése — lényegében a pH-viszonyoktól függetlenül — szintén az arany oldhatóságát csökkentő folyamat. Ezen tényezőknek megfelelően a Száva-hegy körzetében is kialakulhattak kisebb nemesfém-dúsulások, melyeknek egykori meg-kutatásáról a Tarda-völgy talpáról induló vágatok, illetve a Száva-hegy gerincén található horpák is tanúskodnak.

*A hidrotermás folyamatok nyomásviszonyai
és az ércesedés kialakulásának mélysége*

A zárványvizsgálati eredmények alapján a kérdéses terület hidrotermás fluidumainak periodikus felforrása került azonosításra 200 és 300 °C közötti hőmérsékleten. A felforrás felismerése alapján az oldatok hőmérsékleti és koncentráció adatainak megfelelően a gőznyomás értékek meghatározhatók, és ezen keresztül a hidrotermás folyamatok mélysége is megadható (HAAS, 1971). A vizsgált területen azonosított felforrási fázisok hőmérsékleti és koncentráció adatai alapján számított sűrűség és gőznyomás értékeket foglalja össze az 5. táblázat.

	Hőmérséklet °C	Koncentráció NaCl ekv. s%	Sűrűség g/cm ³	Gőznyomás bar
I	285-260	2.75-4.5	0.77-0.81	47-68
II	260-235	5.5 -6.75	0.83-0.88	31-47
III	230-210	5.5-6.75	0.87-0.91	18-28

5. táblázat: Az egyes felforrási periódusok hőmérsékletének (T_b) és oldatkonzentrációjának (c) megfelelően számítható sűrűség (d) és gőznyomás értékek HAAS (1976) adatai alapján.

Table 5. Densities and vapour pressures calculated for temperature (T_b) and solution concentration (c) of boiling periods (data after HAAS, 1976).

Az 5. táblázat adatainak megfelelően a hidrosztatikus viszonyokra számítható fedettségi értékek 200 és 900 m közöttiek. A minimális és maximális értékek közötti különbség túl nagy; a fedőképződmények mintegy 700 méteres vastagságú lepusztulása a hidrotermás folyamatok során valószínűtlen.

A Bányi-hegyen felismert hidrotermás brecczásodás környezetében előforduló kvarc folyadékzárványai az I. felforrási periódusban (285–260 °C) fogódtak be. A hidrotermás brecczásodás túlnyomós zónákra jellemző, melyekben a fluidumok gőznyomása a litosztatikus nyomás nagyságát is meghaladhatja (HEDENQUIST és HENLEY, 1985). Az I. felforrási periódus gőznyomás értékeiből litosztatikus viszonyokra (2,6 g/cm³ közetsűrűség) számított fedettség 184–267 méternek adódik. Ez a mélységintervallum jól közelíti a III. felforrási periódus (230–210 °C) fluidumainak gőznyomása alapján hidrosztatikus viszonyokra számítható 200–330 méter fedettségi értéket.

Az adatok mérleglése alapján megállapítható, hogy a fluidumok periodikus felforrása a hidrotermás repedésrendszerek felnyílási folyamatahoz kapcsolható, mely során a nyomás a litosztatikusnak megfelelő értékekről a hidrosztatikusnak megfelelő értékekre csökkent.

Következtetések

A Sátoraljaújhely-Rudabányáscka és Vágáshuta közötti, nemesfém-dúsulásokkal jellemzett zónában végzett vizsgálatok eredményei azt mutatják, hogy az ásványtani-kőzettani vizsgálatokkal párhuzamosan végzett zárványvizsgálatok alapján az ércképződési folyamatok a korábbiaknál részletesebben értelmezhetőek. A vizsgálati módszerek a kérdéses területen történő alkalmazása révén megállapítást nyert, hogy a hidrotermás folyamatok 130 és 300 °C közötti hőmérsékleti intervallumban mentek végbe. A magasabb hőmérsékletű (200–300 °C) forróvízes oldatokhoz kapcsolódott a metasomatikus kálföldpátosodást és szericitesedést követően a kvarc-adulár-pirit paragenézis képződése. A hidrotermás rendszerben az adulár stabilitásával jelzett bázikus kémhatás és a pirit jelenlétével rögzíthető redukzív közeg kialakulásával párhuzamosan az oldatvezető csatornák felnyílását kísérő nyomáscsökkenés a fluidumok periodikus felforrását okozta. A felnyíló repedésrendszereken beáramló (meteorikus eredetű?) oldatok a hidrotermás fluidumok hőmérsékletét lecsökkentették. A nemesfém akkumuláció modellezése alapján ez a folyamat vezethetett az arany feldúsulásához. 200 °C alatt az arany akkumulációját a hőmérséklet csökkenése mellett az oxidációs-redukciós viszonyok változása révén kialakult lokális geokémiai gátak is elősegíthették. Mindezen folyamatok a jelenleg felszínen levő képződmények 200–330 méteres fedettsége idején mentek végbe.

Irodalom — References

- ERMAKOV, N.P. & DOLGOV, J.A. (1979): Termobarogeohimia. Nyedra, Moskva. p.271. (In Russian)
- GÖBEL E. (1956): A rudabányásckai Nagybányi-hegy környékének bányaföldtani leírása. (Description géologique minière des environs du Mont Nagybányi de Rudabányáscka.) — A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1954. évről, 45–62, Budapest. (In Hungarian with French abstract)

- GYARMATI P. (1977): A Tokaji-hegység intermedier vulkanizmus. [Intermediate volcanism in the Tokaj Mountains.] — A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve 58, 196p, Budapest. (In Hungarian and English)
- GYARMATI P. & PENTELENYI L. (1973): Magyarázó a Tokaji-hegység 1:25.000 méretarányú földtani térképsorozatához. Makkoshotyka—Sátoraljuújhely. [Explanations to the 1:25.000 geological map series of Tokaj Mountains: Makkoshotyka—Sátoraljuújhely.] Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest. (In Hungarian)
- GYARMATI P., ILKEYNÉ PERLAKI E. & PENTELENYI L. (1976): A Tokaji-hegység földtani térképe, 1:50 000. [Geological map of Tokaj Mountains, 1:50.000] Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HAAS, J.L. (1971): The effect of salinity on the maximum thermal gradient of hydrothermal system at hydrostatic pressure. — *Economic Geology* 66, 940-946.
- HAAS, J.L. (1976): Physical properties of the coexisting phases and thermochemical properties of the H₂O component in boiling NaCl solutions. — *United States Geological Survey Bulletin* 1421-A, 73 p.
- HARTIKAINEN, A., HORVÁTH, I., ÓDOR, L., O. KOVÁCS, L. & CSONGRÁDI, J. (1992): Regional multimedia geochemical exploration for Au in the Tokaj Mountains, Northeast Hungary. — *Applied Geochemistry* 7, 533-546.
- HAYNES, F.M. (1985): Determination of fluid composition by sequential freezing. — *Economic Geology* 80, 1436-1439.
- HEDENQUIST, J.W. & HENLEY, R.W. (1985): Hydrothermal eruptions in the Waiotapu geothermal systems, New Zealand: their origin, associated breccias and relation to precious metal mineralization. — *Economic Geology* 80, 1640-1668.
- HELGESON, H.C., DELANY, J.M., NESBITT, H.W. & BIRD, D.K. (1978): Summary and critique of the thermodynamic properties of rock forming minerals. — *American Journal of Science* 278-A, 1-229, New Haven.
- HOFFER A. (1928): Rudabányáscka egykori bányászata. [Ancient mining at Rudabányáscka.] A Debreceni Tisza István Tudományos Társaság II. osztályának kiadványa, Debrecen, 23 p. (In Hungarian)
- JASKÓ S. & MÉHES K. (1951): Sátoraljuújhely és Sárospatak környékének geológiai leírása. [Geological description of the areas of Sátoraljuújhely and Sárospatak.] — A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1945-47. évekről, 65-73, Budapest. (In Hungarian with English abstract)
- KAMILLI, R.J. & OHMOTO, H. (1977): Paragenesis, zoning, fluid inclusion, and isotopic studies of the Finlandia vein, Colqui district, Central Peru. — *Economic Geology* 72, 950-982.
- KRUPP, R. & SEWARD, T.M. (1987): The Rotokawa geothermal system, New Zealand: An active epithermal gold depositing environment. — *Economic Geology* 82, 1109-1129.
- KULCSÁR L. (1970): Goldführende und polymetallische Erzindikationen am Ostrand des Tokajer Gebirges. — *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* 14, 179-192.
- MOLNÁR, F. (1988): Genetical peculiarities of the mercury indications near Sárospatak (Tokaj Mts., NE-Hungary) on the basis of fluid inclusion studies. — *Acta Mineralogica-Petrographica* 29, 59-68, Szeged.
- MOLNÁR F. (1993): Tokaji-hegységi ércesedések és indikációk genetikája folyadékzárványvizsgálatok lapján. Egyetemi doktori értekezés. Kézirat. [Origin of ore mineralizations in the Tokaj Mts., based on fluid inclusion studies. Unpublished Ph.D. thesis., Department of Mineralogy, Eötvös University, Budapest.]
- PANTÓ Gy. & GAGYI PÁLFI A. (1950): Jelentés a rudabányásckai ércutatás bányageológiai vizsgálatáról. Kézirat, MÁFI Adattár. [Report on mining geological investigations at Rudabányáscka. Manuscript. Hungarian Geological Institute, Budapest.]
- PÉCSKAY, Z., BALOGH, K., SZÉKY-FUX, V. & GYARMATI, P. (1986): Geochronological investigations on the Neogene volcanism of the Tokaj Mountains. — *Geologický Zborník—Geologica Carpathica* p. 635-655, Bratislava.
- POTTER, R.W., CLYNNE, M.A. & BROWN, D.L. (1978): Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions. — *Economic Geology* 73, 284-285.
- POTY, B., LEROY, J. & JACHIMOWITZ, L. (1976): A new device for measuring temperatures under the microscope: the Chixameca microthermometry apparatus. — *Fluid Inclusion Research* 9, 173-178.
- ROEDDER, E. (1984): Fluid inclusion. — *Reviews in Mineralogy* 12, 644 p.
- SANDER, M.V. & EINAUDI, M.T. (1990): Epithermal deposition of gold during transition from propylitic to potassic alteration at Round Mountain, Nevada. — *Economic Geology* 85, 285-311.
- SEWARD, T.M. (1973): Thiocomplexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solutions. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* 37, 379-399.
- SHENBERGER, D.M. & BARNES, H.L. (1989): Solubility of gold in aqueous sulfide solutions from 150 to 300 °C. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, 269-278.

- SHEPHERD, T., RANKIN, A.H. & ALDERTON, D.H.M. (1985): A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies. Blackie and Son Ltd., Glasgow. 239 p.
- SILLITOE, R.H. (1985): Ore-related breccias in vulcanoplutonic arcs. — *Economic Geology* 80, 1467–1514.
- STEINER, A. (1970): Genesis of hydrothermal K-feldspar (adularia) in an active geothermal environment at Wairakei, New Zealand. — *Mineralogical Magazine* 37/292, 916–922.
- SZÁDECZKY Gy. (1897): Sátoralja-Újhelytől északnyugatra Ruda-bányácska és Kovácsvágás közé eső terület geologiai és kőzettani tekintetben. (Das nordwestlich von Sátoralja-Ujhely und Kovácsvágás liegende Gebiet in geologischer und Petrographischer Hinsicht.) — *Földtani Közlöny* 27, 273–326 (in Hungarian), 349–386 (in German) Budapest.
- VARGÁNÉ MÁTHÉ K. (1970): Kálimetaszomatózis és kálifeldúsulás a Sátoraljaújhely és Vágáshuta közti területen. (Métasomatose et enrichissement de potasse sur le territoire situé entre Sátoraljaújhely et Vágáshuta (Mte Tokaj, Hongrie septentrionale).) — *Földtani Közlöny* 91, 391–396. (In Hungarian with French abstract)

Comparative mineralogic-genetic studies of sedimentary and hydrothermal barite crystals from Hungary

Magyarországi üledékes és hidrotermás baritkristályok összehasonlító ásványtani-genetikai vizsgálata

Ferenc MOLNÁR & István GATTER¹

(4 figures and 3 tables)

Abstract

Barite crystals from the postvolcanic-hydrothermal polymetallic mineralization of Gyöngyösorszi and from other, sediment-hosted mineralizations (Buda Mts., Gerecse Mts., Rudabánya, Mecsek Mts.) with uncertain origin have been studied. The results of comparative studies suggest that there is some correlation between the morphological characteristics and the conditions of crystallization. The variation of the Sr-content tendentially also depend on the locality and morphology of crystals. According to the fluid inclusion characteristics the crystallization of barites in sedimentary environments was also related to postvolcanic activity.

Összefoglalás

A dolgozat a gyöngyösorszi posztvulkáni-hidrotermás polimetallikus ércesedésből és Magyarországon egyéb, üledékes környezetű (Budai-hegység, Gerecse-hegység, Rudabánya, Mecsek-hegység) származó, bizonytalan genetikájú baritkristályain végzett összehasonlító vizsgálatok eredményeit közli. Az eredmények arra utalnak, hogy a barit morfológiai bélyegei és a kristályosodás körülményei között összefüggés van. További jellegzetesség, hogy a barit Sr-tartalma szintén a lelőhelyre és morfológiai típusra vonatkozóan változik. A folyadékzárvány vizsgálatok eredményei bizonyították, hogy az üledékes környezetben előforduló kristályok képződése is magmás folyamatokhoz kapcsolható.

Key words: barite, fluid inclusions, Hungary, hydrothermal processes, sedimentary barite

¹Department of Mineralogy, Eötvös University, H-1088 Budapest, Múzeum krt. 4/a, Hungary

Introduction

Barite is a very common mineral in postmagmatic and sedimentary environments. Hungarian mineralogists already focused their attention on various barite occurrences during the last century, however, the main objective of those studies was only the morphological description and the paragenesis of well-developed crystals.

The various occurrences of barite in Hungary were systematically summarized by MAKLÁRI (1940), who modified BRAUN's morphogenetic system (BRAUN, 1932). The main difference between these two classification schemes is that MAKLÁRI joined BRAUN's "Antimonite" and "Silicate" groups into the "Antimonite A" (the former "Antimonite" group) and "Antimonite B" (the former "Silicate" group) on the basis of detailed paragenetic studies of barites from Hungary.

Barite has quite different crystal morphology in the various morphogenetic groups. The comparative study of this mineral might be convenient for outlining the genetic value of the outer (morphology, colour) and inner (optical and X-ray data, trace element content, solid and fluid inclusions) properties. These features also would yield more informations about the origin of barites occurring in sedimentary environments of Hungary.

Geological characteristics

Ten barite-bearing occurrences in Hungary were studied. According to their geological characteristics they can be classified as follows:

1. Barite in sedimentary environments:

a. Barite is a very common mineral occurring in fractures and cavities of the carbonate and clastic rocks of Mesozoic-Tertiary age in the Buda (Samples 1-4), and Gerecse Mts. (Sample 5, Fig. 1). The barite-bearing parageneses (Table I) are considered as precipitations from "thermal water" (SCHERF, 1928; KOCH, 1985). The hot solutions probably ascended along a tectonic zone ("Buda Line"; BÁLDI, 1983). A magmatic-volcanic origin of these hot solutions is uncertain, although Tertiary volcanic complexes (Pilis-Dunazug Mts.) are known north of the Buda Mts.

b. Barite is a typical mineral in the metasomatic iron ore deposit of Rudabánya (Sample 6, Fig. 1). There, the host rocks of mineralization are Triassic carbonates and sandstones. Barite most frequently forms massive bodies, but well-developed crystals also occur on fracture walls. These crystals precipitated from "late epithermal solutions" (HERNYÁK, 1977), and are associated with various sulphide phases (Table I). The origin of these solutions is not clear.

c. Finally, barite from cavities of pelitic bedrocks of a Jurassic coal deposit near Komló (Mecsek Mts.) also belongs to this first group (Sample 7, Fig. 1). The unusual feature of geology of this occurrence is the presence of igneous (basalt) dikes cutting the coal layers. The heat effect of the igneous activity produced "natural coke" along the contact zone between the volcanics and coal layers. The special characteristic of the paragenesis of this locality is the presence of solid hydrocarbon compounds (Table I).

2. Barite in postvolcanic hydrothermal ore deposit:

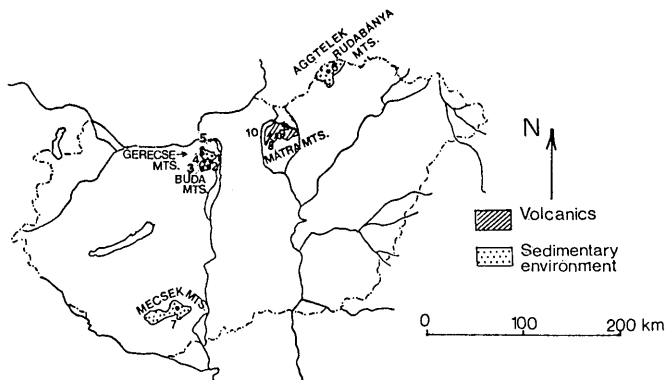


Fig. 1. Localities of studied barite crystals. Buda Mts 1-4, Gerecse Mts. 5, Rudabánya Mts. 6, Mecsek Mts. 7, SW-Mátra Mts. 8-10. 1. Budapest, Róka Hill; 2. Budapest, Martinovics Hill; 3. Budapest, Ferenc Hill cave; 4. Budapest, Mátvás Hill; 5. Csolnok; 6. Rudabánya; 7. Komló; 8. Gyöngyösoroszi, Dögkút; 9. Gyöngyösoroszi, Vöröskő; 10. Gyöngyösoroszi, Asztagkő.

1. ábra: A vizsgált baritkristályok lelőhelyei

Barite is also a characteristic mineral in the paragenesis of the epithermal polymetallic ore deposit of Gyöngyösoroszi, SW Mátra Mts. (Samples 8-10, Fig. 1). The host rocks of the ore veins are Neogene andesites. The infillings of veins were deposited in several stages, and barite precipitated in the late phases of the extended hydrothermal activity. It occurs more frequently in the apical-marginal zones of the ore deposit and it is associated mostly with silica minerals (Table I).

Methods

The forms of well-developed crystals were determined by one-circle, Fuess-type reflexion goniometer.

The measurements of the optical angle were carried out on an universal optical stage using oriented thin sections.

Cell parameters were calculated from X-ray powder diffraction patterns (Siemens D-500 equipment, Cu-tube, 0.5 cm/min goniometer and 1 cm/min paper speed) by using a local version of the Appelmann-Evans calculation (APPELMAAN and EVANS, 1973).

The Sr contents were determined by AAS analysis (Dept. of Petrology and Geochemistry, Eötvös L. University, analyst: L. HOFFMAN).

The fluid inclusion studies were carried out on a gold plated Chaixmeca microthermometry apparatus (POTY et al., 1976) on double-polished 0.5 mm thick sections of barite crystals.

Results

Mineralogical and chemical data

The morphology of the euhedral barite crystals shows some differences in the studied occurrences (Fig. 2). Most of the studied samples belong to the "Antimonite A" and "B" groups, whereas barite from Komló has morphology characteristic to the "Carbonate A" group in the morphogenetic system of barite. It is interesting that the samples from the sedimentary environments show morphological differences according to the different geological units (e.g. "Antimonite A" group: Sample 6 from Rudabánya; "Antimonite B" group: Sample 1-4 from Buda Mts., and Sample 5 from Gerecse Mts.; "Carbonate A" group: Sample 7 from Komló).

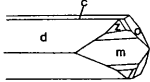
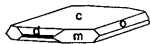
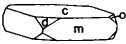
Crystal type	Main forms	Morphogenetic groups
	d (102) m (110) c (001) o (011)	Carbonate A Sample: 7
	c (001) m (110) d (102) o (011)	Antimonite A Samples: 6, 9
	c (001) m (110) d (102) o (011)	Antimonite B Samples: 1, 2, 3, 4, 5

Fig. 2. Morphological characteristics of the studied crystals in the morphogenetic system of barite (MAKLÁRY, 1940) (for sample numbers see Fig. 1).

2. ábra: A vizsgált baritkristályok morfológiai jellemzői a MAKLÁRY (1940) által kidolgozott morfogenetikai rendszerben

Based on the colour of crystals, the samples can be divided in two groups. The yellowish brown, generally zoned crystals occur in the Buda and Gerecse Mts. (Samples 1-5). The translucent white or water-clear crystals are characteristic to the other localities: Rudabánya (Sample 6), Komló (Sample 7), Gyöngyösorszi (Samples 8-10).

The angle of the optical axes ($2V$) of barite is about 37.5° in the "ideal" case (DANA, 1932). The average values for the studied samples are usually higher ($2V = 37.6-40.6^\circ$) than this value (Table II). The largest values have been found in the samples from sedimentary environments.

The samples from the Buda Mts. are characterized by the highest Sr-contents (2893-4314 ppm). It is remarkable that the samples from other sedimentary

environments (Komló and Rudabánya) have much lower Sr-contents (7 and 526 ppm) than the crystals from postvolcanic ore occurrences (718–1430 ppm), (Table II).

The cell parameters of the studied crystals vary within the following intervals (Table II):

$$\begin{aligned} a_0 &= 7.141\text{--}7.154 \text{ \AA} \\ b_0 &= 8.846\text{--}8.905 \text{ \AA} \\ c_0 &= 5.448\text{--}5.461 \text{ \AA} \end{aligned}$$

Table 1.: Mineral paragenesis of the studied barite occurrences.

1. táblázat: A vizsgált baritkristályok lelıhelyeinek ásványparagenézisei

Sample no.	Locality	Minerals
1.	Budapest, Róka Hill	calcite, metacinnabarite, cinnabarite, marcasite, (limonite)
2.	Budapest, Martinovics Hill	calcite, fluorite, quartz, pyrite, goethite, gypsum
3.	Budapest, Ferenc Hill cave	calcite
4.	Budapest, Mátyás Hill	calcite, pyrite, gypsum
5.	Csolnok */	calcite
6.	Rudabánya	quartz, calcite, pyrite, sphalerite, chalcopyrite, bornite, tetrahedrite, galenite, jamesonite, bournonite, pyrrarginite
7.	Komló	quartz, calcite, dolomite, pyrite, asphalt, kerogene, wax
8.	Gyöngyösoroszi, Dögkút */	quartz, chalcedony
9.	Gyöngyösoroszi, Vöröskő	quartz, chalcedony, hematite
10.	Gyöngyösoroszi, Asztagkő	quartz, chalcedony, pyrite (limonite) clay minerals

*/ these samples are not contained suitable fluid inclusions for microthermometric study

Fluid inclusion data

The studied barite crystals contain the following inclusion types:

Monophase inclusions:

(i) Liquid inclusions were observed along cleavage planes and are thus of secondary origin (ROEDDER, 1984). They are characterized by plate-like, angular shape. This type of inclusion is characteristic for barite from sedimentary environments, but it was also observed subordinately in barite from postvolcanic ore deposit.

(ii) Solid inclusions. The outer zones of the barite crystals from the Buda Mts. contain calcite inclusions, showing high birefringence. Not frequently, hematite plates were also observed. Samples from the postvolcanic ore occurrences contain quartz inclusions besides calcite.

Two-phase inclusions:

(i) Gas-rich inclusions. The liquid phase was observed as a thin film on the wall of this type of inclusion. These inclusions most abundantly occur in samples from postvolcanic environments. They were also observed in two samples from the Buda Mts. (Samples 1 and 3) and in the sample from Komló. Their shape is rounded to elongated. They occur as single inclusions or are accompanied by liquid-rich two phase inclusions.

In the sample from Komló the gas-rich inclusions show intensive fluorescence (brownish, reddish orange) under UV-illumination. This suggests the presence of hydrocarbon gas in these microvacuoles.

Table 2.: Results of the mineralogical studies.
2. táblázat: Az ásványtani vizsgálatok eredményei

Sample	Sr ppm	2V (°)	Calculated cell parameters (Å)		
			a ₀	b ₀	c ₀
1. Budapest, Róka Hill	3104	37.6 ± 0.9	7.1534 ± 0.0017	8.8811 ± 0.0023	5.4528 ± 0.0012
2. Budapest, Martinovics Hill	4314	39.6 ± 1.5	7.1415 ± 0.0023	8.8578 ± 0.0033	5.4485 ± 0.0023
3. Budapest, Ferenc Hill cave	2839	39.9 ± 0.7	7.1482 ± 0.0021	8.8789 ± 0.0031	5.4478 ± 0.0015
4. Budapest, Mátyás Hill	3316	38.9 ± 1.2	7.1479 ± 0.0014	8.8742 ± 0.0023	5.4525 ± 0.0008
5. Csolnok	4124	40.6 ± 1.5	7.1414 ± 0.0019	8.8464 ± 0.0040	5.4484 ± 0.0016
6. Rudabánya	526	40.1 ± 1.3	7.1527 ± 0.003	8.8780 ± 0.0018	5.4503 ± 0.0012
7. Komló	7	37.8 ± 1.5	7.1788 ± 0.0027	8.9050 ± 0.0027	5.4607 ± 0.0012
8. Gyöngyösoroszi, Dégkút	718	39.8 ± 0.9	7.1517 ± 0.0013	8.8756 ± 0.0016	5.4535 ± 0.0010
9. Gyöngyösoroszi, Vöröskő	1238	39.9 ± 1.0	7.1450 ± 0.0008	8.8703 ± 0.0011	5.4513 ± 0.0006
10. Gyöngyösoroszi, Asztagkő	1430	38.9 ± 1.1	7.1480 ± 0.0006	8.8692 ± 0.0010	5.4525 ± 0.0005

(ii) Liquid-rich inclusions. These microobjects contain 95–80 vol % liquid phase and its saturated vapour phase ("bubble") at room temperature. They are of primary and, occasionally (mainly in the crystals from postvolcanic environments), pseudosecondary in origin (ROEDDER, 1984).

The common occurrence of the primary liquid-gas, and gas inclusions was observed at some locality in Buda Mts. (Samples 1 and 3), and in the studied polymetallic mineralization (Sample 9 and 10). This inclusion association refers to the boiling of fluids during the mineral deposition processes (ROEDDER, 1984).

During the heating runs the liquid-rich two phase inclusions homogenized between 82 °C and 265 °C. The first melting point values (the eutectic/cotectic temperatures of the frozen inclusions) are distributed between -48.4 °C and -1 °C. It is interesting that the low first melting data (below -21 °C) were found only in the samples from Buda Mts. and Gyöngyösoroszi/Asztagkő. The total concentration values calculated from the melting point depression (POTTER et al., 1978) are extremely low in most cases. The exception is the sample (No. 10) from Gyöngyösoroszi, in which very concentrated solutions were also recorded in the two-phase inclusions.

During the cryoscopic measurements the deposition of CO₂-hydrate (CO₂·5 1/2 H₂O) was also observed. The most frequent occurrence of CO₂-hydrate is characteristic to the samples from sedimentary environments. The appearance of CO₂-hydrate refers to the very small concentration of CO₂ in the mineralizing fluids, probably below 1 mol % (COLLINS, 1979; HEDENQUIST & HENLEY, 1985).

The liquid-rich two phase inclusions of barite from Komló (Sample 7) show greenish-greyish yellow fluorescence under ultraviolet illumination. This suggests that

the liquid phase should be organic material (e.g. liquid hydrocarbon). These inclusions homogenized between +35°C and +70°C.

One sample from Gyöngyösoroszi (Sample 10) subordinately also contains liquid hydrocarbon-bearing inclusions. The starting of the dissolution of the oil droplets in the saline solutions was observed above +60 °C.

The results of the microthermometry studies of liquid-rich inclusions are summarized on Table 3.

Table 3.: Results of the fluid inclusion studies. **Th**: homogenization temperature; **Tm1** first melting point of ice; **C**: concentration; **CO₂h**: CO₂-hydrate; **n**: number of measurements; **min.** minimum value; **max.** maximum value; **s.d.** standard deviation; **rel. abundance of CO₂-hydrate**, **-n** not observed, **+** rare; **++** frequent; **+++** very frequent

3. táblázat: A zárányvizsgálatok eredményei. **Th** homogenizációs hőmérséklet; **Tm1**: a jégfázis első olvadáspontja; **C**: koncentráció; **CO₂h**: CO₂-hidrát; **n**: mérések száma; **min.** minimum érték; **max.** maximum érték; **s.d.** szórás; **+** ritka; **++** gyakori; **+++** nagyon gyakori.

Sample/Locality	Th (°C)				Tm1 (°C)				C (NaCl equiv. wt%)			Boiling	CO ₂ h	
	n	min.	max.	mean ± s.d.	n	min.	max.	mean ± s.d.	n	min.	max.			mean ± s.d.
1. Budapest, Róka-hill	22	118.2	264.8	193.2 ± 38	6	-35.1	-22.5	-29.6 ± 3.8	7	1.21	1.89	1.53 ± 0.25	yes	+++
2. Budapest, Martinvics-hill	23	82.0	248.2	186.5 ± 36	7	-32.5	-29.5	-30.6 ± 1.2	7	0.87	1.89	1.21 ± 0.33	no	++
3. Budapest, Ferenc-hill cave	15	87.2	234.8	191.6 ± 36.1	5	-24.5	-21.5	-23.2 ± 1.3	5	0.87	1.04	0.96 ± 0.09	yes	+++
4. Budapest, Mátyás-hill	22	100.8	230.2	172.1 ± 32.2	5	-35.9	-25.5	-30.8 ± 3.5	8	0.87	1.72	1.33 ± 0.28	no	++
6. Rudabánya	24	116.9	243.3	180.7 ± 28.3	8	-9.4	-1.0	-3.1 ± 2.9	8	0.70	1.55	0.96 ± 0.27	no	+++
7. Komló (*)	10	35.2	69.9	57.2 ± 9.9										
9. Gyöngyösoroszi, Vöröskő	22	126.2	263.5	178.8 ± 35.8	8	-4.5	-3.7	-4.1 ± 0.3	8	1.55	1.72	1.58 ± 0.07	yes	++
10. Gyöngyösoroszi, Asztalgő	17	108.5	182.9	142.5 ± 21	6	-48.4	-16.1	-35.9 ± 8.5	6	1.89	18.00	8.02 ± 5.38	yes	+

(*) homogenization temperatures of liquid hydrocarbon + gas inclusions

(iii) "Wax"-gas inclusions. In the samples from Komló, these two-phase microobjects usually do not show fluorescence under UV-illumination. During heating, the visually "liquid" phase started to melt above +50 °C, suggesting that these inclusions contain solid natural wax at room temperature. The total homogenization was not observed due to the decrepitation of this type of inclusion above 110 °C.

The sample from Csolnok (Gerecse Mts., Sample 5), and other from Gyöngyösoroszi (Döggút, Sample 8) do not contain two-phase inclusions, therefore these samples were excluded from the heating-freezing studies.

Discussion

The high Sr content (up to 60 mol% SrSO₄) increases the 2V value, but decreases the values of refractive indices and cell parameters of barite. These peculiarities were observed on artificial (Ba,Sr)SO₄ crystals (HANOR, 1968; BURKHARD, 1973, 1978). These well-defined relationships were not found in the studied natural barite crystals, though the samples from Buda Mts. with relatively high Sr content display a trend characterized by lower cell parameter values than the crystals with lower Sr-content from other localities (Table II). The colour of the studied crystals also shows some

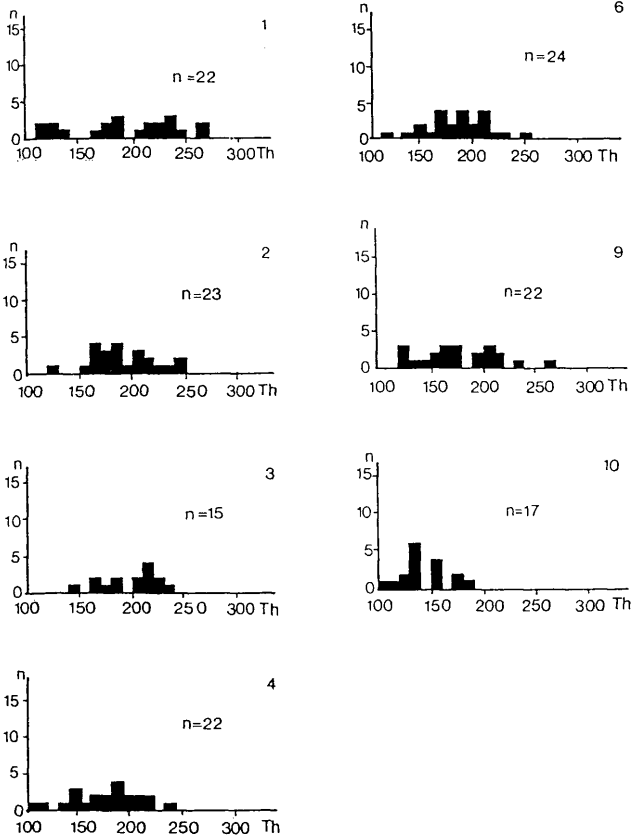


Fig. 3. Distribution of the homogenization temperatures of liquid-gas inclusions (1, 2, 3 etc. sample numbers, see Fig. 1).

3. ábra: A folyadék-gáz zárványok homogenizációs hőmérsékleteinek eloszlási diagramjai (1, 2, 3 stb. minták lelőhelyeit ld. az 1. ábrán)

relation to the Sr content. The coloured (yellow) crystals from Buda Mts. have at least two times higher Sr content than the white or water-clear barites from other areas.

The bi- or polymodal character of the distributions of homogenization temperatures probably reflect the effect of the pseudosecondary-secondary inclusions (Fig. 3). It is possible to distinguish at least two temperature maxima (160–180 °C and higher than 200 °C), and to identify a lower-temperature inclusion generation (Th values are below 150 °C) in barite crystals from the Buda Mts. Presumably the higher temperatures reflect the growth conditions of the inner part of the zonal barite. The inclusions with lower homogenization temperatures probably were captured in the core part of the crystals as pseudosecondary liquid-gas inclusions during the growth of the outer zones. The homogenization temperatures are distributed between 160 °C and 210 °C in Rudabánya. The homogenization temperature data (120–220 °C) of the fluid inclusions of barite from the postvolcanic ore occurrence are distributed in similar temperature interval.

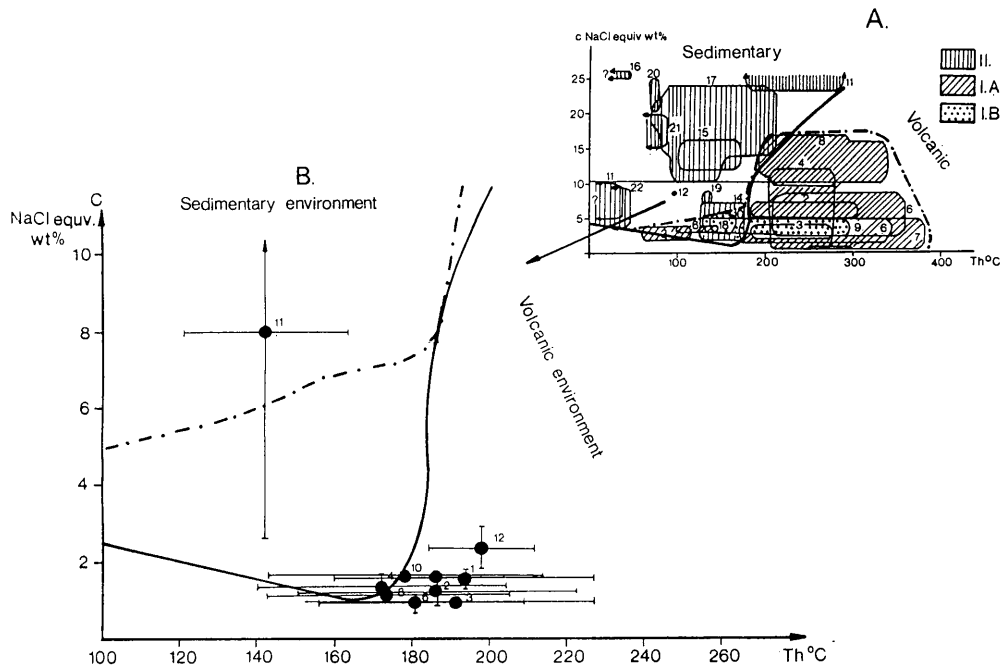
Where the boiling of mineralizing fluids was proved by fluid inclusion petrography (Table III), the distribution diagrams of the homogenization temperatures outline the real temperature of the crystal growth (ROEDDER, 1984). Where boiling was not detected (Table III) the growth temperature of the crystals was presumably not much higher than 200 °C because the so-called "pressure correction" (the difference between the homogenization temperature and the true temperature of mineral-forming solution, depending on the pressure) has important values (a few ten degree Celsius) only in high-pressure ($P > 500$ bars) systems (POTTER, 1977). There is no petrological evidence of such a high pressure environment in the sedimentary rocks.

The homogenization temperatures of the liquid-hydrocarbon-gas inclusions in barite from Komló suggest that the minimum temperature of crystallization was between 50–60 °C. However, the presence of wax-gas inclusions in which the total homogenization was not achieved before the decrepitation about 110 °C would refer to much higher crystallization temperature. It is not possible to estimate the growth temperature of the crystals from Komló, because the exact quality of the hydrocarbons is not known. The relatively high temperature data suggest that the migration of hydrocarbons was related to the effect of Cretaceous volcanic activity on the coal layers.

The first melting point data below –21 °C infer the NaCl–CaCl₂–H₂O solution composition (ROEDDER 1984; HAYNES 1985) in the fluid inclusions of barite from Buda Mts. The chloride-type fluids were also recorded in Sample 10 from Gyöngyösoroszi (Table III). The similarity of the temperature and composition data of mineralizing fluids in Buda Mts. and in Gyöngyösoroszi occurrences suggest, that the deposition of barites in Buda Mts. was also related to postvolcanic activity.

The first melting phenomena very close to 0 °C was observed in the crystals of other localities (Table III). These unusually high values would refer to sodium (bi)carbonate/sulphate solution composition (BORISENKO, 1977; SHEPERD et al., 1985).

The appearance of the (bi)carbonate/sulphate solutions in Sample 9 from the polymetallic mineralization could be explained by the oxidizing effects in the apical zone of a boiling paleohydrothermal system, where the gases (CO₂; H₂S) exsolved from the deeper part of the boiled system were condensated by vadose meteoric water (HENLEY & ELLIS, 1983). The presence of dilute sulphate-bicarbonate fluids in the inclusions of barite from Rudabánya also was observed. This type of fluid composition was also detected in other barite deposits hosted by sedimentary rocks (e.g. Lika, Croatia;



PALINKAŠ, 1989). Considering the epithermal character of the crystallisation temperature and total salinity of parent fluids of barite at Rudabánya, the mineral deposition processes probably were related to Mesozoic volcanic activity (JUHÁSZ, 1964) known in the vicinity of deposit. Therefore the relatively high temperature, sulphate(bi)/carbonate solutions can be considered as a magmatically heated karstic or near-surface vadose fluids.

The concentration values are lower than 2 NaCl equiv. wt% in most of the samples (Table III). The higher concentration values in the barite from Asztagkő (Gyöngyösoroszi, Sample 10) probably refer to the root-zone of a boiling hydrothermal system, where the solutions were "distilled" several times. The other consequence of this assumed intensive boiling would be the lowest homogenization temperatures measured in this sample (Fig. 3.).

Fig. 4a. Discrimination diagram of the barites from sedimentary and volcanic environments, based on fluid inclusion data (Th: homogenization temperatures; C: concentration).

Ia. - barite in postvolcanic vein type or disseminated hydrothermal ore deposits

- 1- San Juan Mts., Colorado (NASH, 1975)
- 2- Bulancak, Turkey (AKINICI, 1976)
- 3- SE-Georgia (AREVADZE et al., 1978)
- 4- Lake City, Colorado (SLACK, 1980)
- 5- Beregovo, Ukraine (PLATONOVA et al., 1978)
- 6- San Vicente, Bolivia (SUGAKI et al., 1988)
- 7- Asunta, Bolivia (SUGAKI et al., 1988)
- 8- Carlin, Nevada (RADTKE et al., 1980)

Ib. Barite in postvolcanic Kuroko-type ore deposits

- 9- Kosaka, Japan (URABE & SATO, 1978)
- 10- Several deposits in Japan (TOKUNAGA & HOUMA, 1974)

II. - barite in sedimentary (non-volcanic) environment

- 11- Central Missouri (LEACH, 1979)
- 12- Mississippi (ROEDDER, 1979)
- 13- Fej-el-Haddum, Tunisia (CHARF, 1985)
- 14- Sardinia, Italy (BONI, 1986)
- 15- Mex-Tex, New Mexico (ROEDDER et al., 1968)
- 16- Oberwolfach, Germany (GERLER & HORN, 1983)
- 17- Silvermine, Ireland (SAMSON & RUSSEL, 1987)
- 18- Nahal Hewan, Israel (GILAT et al., 1986)
- 19- Chazadir, Russia (BORISENKO et al., 1979)
- 20- Terlinghay, Russia (BORISENKO et al., 1979)
- 21- Djuerligsk, Russia (BORISENKO et al., 1979)
- 22- Missouri (LEACH, 1980)

Fig. 4b - Positions of the fluid inclusion data of barites from Hungary in the discrimination diagram (1, 2, 3, etc. sample numbers, see Fig. 1)

4a. ábra: Diszkriminációs diagram üledékes és posztvulkáni képződésű baritkristályok folyadékzárványainak jellemzői alapján (Th: homogenizációs hőmérséklet; c: koncentráció)

Ia. posztvulkáni teléres és hintett ércesedések baritkristályai

Ib. Kuroko-típusú ércesedések baritkristályai

II. üledékes környezet baritkristályai

4b. ábra: A magyarországi baritkristályok folyadékzárvány adatai a diszkriminációs diagramon (1., 2., 3. stb. minták leőhelyeit ld. az 1. ábrán)

Knowing the homogenization temperatures and salinity data, the pressure of the boiling mineral-forming system could be calculated (HAAS, 1971). The barite crystals containing liquid-gas and gas inclusions (e.g. "boiling" fluid inclusion texture - Table III) from the Buda Mts. and from postvolcanic terrains developed at 5-40 bar pressure. It is important to note that the very minor amount of CO₂ in the hydrothermal fluids could increase the pressure of the boiling (BODNAR et al., 1985). Therefore the mentioned values should be considered as minimum values of the pressure. However the depth of mineral forming processes (calculated from the pressure data) should not exceed a few hundred metres. The observed shallow boiling conditions also strengthens the conclusions about the postvolcanic origin of the barites from Buda Mts.

Relatively large amount of fluid inclusion data of barite from various mineralization have been published recently. The characteristic homogenization temperatures and concentration values show distinct differences regarding to the barite from volcanic and sedimentary environments. The mineral-forming fluids of the sediment-hosted, barite-bearing mineralizations are characterized by relatively low temperature and high concentration values. The homogenization temperatures are higher and the concentration data are lower in the case of volcanic environment (Fig 4a).

Comparing the homogenization temperatures and salinity data of barites from Hungary (except the crystals from Komló) and from other occurrences, it is seen, that the Hungarian samples, even from the sedimentary environment, show certain similarities to the barites crystallized from solutions relating to postvolcanic activity (Fig. 4b). The exceptional position of Sample 10 (Gyöngyösoroszi, Asztalgő) in the discrimination diagram would be related to the assumed special boiling conditions.

Conclusions

On the basis of fluid inclusion data the studied barite crystals from Hungary could be divided into four groups:

1. The barites from postvolcanic ore occurrence (Gyöngyösoroszi) crystallized in boiling, chloridic-type (subordinately sulphate-(bi)carbonate type) solutions of various salinities. The fluids contain a minor amount of CO₂. The sulphate-(bi)carbonate composition refers to the apical condensation oxidation zones, whereas the high salinity fluids indicate the root zones of the boiling paleohydrothermal systems.

2. The crystals from Rudabánya developed in (bi)carbonate-sulphate type, less saline (<1.5NaCl equiv. wt%), CO₂-bearing solutions. Considering the possible minimal temperature interval of crystallization (160-210 °C) and the geological characteristics of the locality, these solution characteristics would refer to a magmatically heated karstic or near surface vadose fluid regime.

3. The deposition of barites in the Buda Mts. was characterized by chloridic type, CO₂-bearing, low salinity, and at some place boiling mineralizing solutions. These solution characteristics can be explained as a "transition"-type between the above mentioned ones.

4. The hydrocarbon-bearing inclusions in barite from Komló (Mecsek Mts.) outline a special genesis. The hydrocarbon-bearing fluid migration could be connected to the "cooking" effect of the Lower Cretaceous igneous activity on the coal layers.

The results of the comparison of fluid inclusion data of barites from Hungary and from other occurrences are in agreement with the above outlined genetic peculiarities. The parent fluids of the Hungarian barites were in connection with volcanic activities.

The genetic groups delineated by fluid inclusion studies show a certain agreement with the morphological characteristics and with the tendency of differences in Sr-content of barite crystals. The "Antimonite B" morphological group is characterized by boiled crystallization conditions in chloride (subordinately bicarbonate/sulphate)-type fluids and their Sr-content is intermediate-high. The barite crystals in the "Antimonite A" group contain predominantly (bi)carbonate/sulphate-type fluid inclusions, and are characterized by intermediate Sr-content. Finally the "Carbonate A" -type crystals contain very small amount of Sr, and hydrocarbon-bearing fluid inclusions.

The correlation between the Sr-content, optical, and cell parameters is not as well expressed in the studied natural barite crystals as it was found in the artificial barite-celestite solid solutions.

The detailed mineralogic and genetic studies of various barite crystals from Hungary show, that there is some correlation between the outer and inner properties of barite and the characteristics of the mineral-forming environment.

Acknowledgements

The authors express their thanks A. DEMÉNY for providing the sample of Rudabánya, Gy. LOVAS and T. WEISZBURG for the assistance with X-ray studies; L. HOFFMANN for Sr analysis, E. RÁBL and A. TÓTH for typing and drafting, B. HEINS (UCLA - University of California) for the grammar checking of the manuscript.

References

- AKINICI, Ö. (1976): Fluid inclusion study of Bulancak sulphide veins. - *Bulletin of the Geological Society of Turkey* 19, 45-52.
- APPELMAN, D. E. & EVANS, H. T. (1973): Report PB 216188 U.S. Department of Commerce, Natural Technology Informatic Service, 5285 Port Royal RD, Springfield, VA 22151
- AREVADZE, D. V., GIGASHVILI, V. G., KAVILADZE, M. Sh. & YAROSHEVICH, V. Z. (1978): Stable isotopes in gaseous-liquid inclusions in minerals. - *Current Research on Fluid Inclusions*, Abstract 11. 9p.
- BÁLDI T. (1983): Oligocene and Lower Miocene formations of Hungary. *Akadémiai Kiadó, Budapest*, 293p.
- BODNAR, R. J., REYNOLDS, T. J. & KUEHN, C. A. (1985): Fluid inclusion systematics in epithermal systems. *In: BERGER, B.R. & BETHKE, P. M. (ed.): Reviews in Economic Geology 2, Geology and Geochemistry of Epithermal Systems*, 73-97.
- BONI, M. (1986): The Permo-Triassic vein and paleokarst ores in Southwest Sardinia: Contribution of fluid inclusion studies to their genesis. - *Mineralium Deposita* 21, 53-62.
- BORISENKO, A. S. (1977): Izuchenie solevogo sostava rastvorov gazovo-zhidkikh vkluchenii v mineralakh metodom kriometrii. [Cryometric technique applied to studies of the saline composition of solution in gaseous fluid inclusions in minerals.] *Geologia i Geofizika* 8, 16-27. (in Russian)
- BORISENKO, A. S., LEBEDEV, V. I., OBOLENSKIY, A. A., ZAYKOV, V. V. & TAULKIN, V. G. (1979): Fiziko-khimicheskie usloviya formirovaniya gidrotermalniy mestorozhdeniy zapadnoj Tuvy. *In: Osnovnye parametry prirodnykh processov endogenogo rudoobrazovaniya. [Physico-chemical peculiarities of the hydrothermal ore deposition in Western Tuva. In: Parameters of the natural processes of endogene ore deposition]* 2, 226-235, Nauka, Novosibirsk (in Russian)
- BRAUN, F. (1932): Morphologische, genetische und paragenetische Trachtstudien an Baryt. - *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abteilung, Beilage Band* 65, 173-219.

- BURKHARD, A. (1973): Optische und röntgenographische Untersuchungen am System BaSO_4 - SrSO_4 (Baryt-Coelestin). – Schweizerische Mineralogische Mitteilungen 53, 185–197.
- BURKHARD, A. (1978): Baryt-Coelestin und ihre Mischkristalle aus Schweizer Alpen und Jura. – Schweizerische Mineralogische Mitteilungen 58, 1–96.
- CHAREF, A. (1985): The role of the diapir in the Pb-Zn deposit of Fej-el-Haddum (Tunisia) as deduced from fluid inclusion studies. – Abstracts of the 8. ECROFI Symposium, University of Göttingen, p. 34.
- COLLINS, P. L. F. (1979): Gas hydrates in CO_2 -bearing fluid inclusions, and the use of freezing data for estimation of salinity. – Economic Geology 74, 1435–1444.
- DANA, E. S. (1932): A Textbook of Mineralogy. Edited by W. E. FORD. Wiley, New York, 851 p.
- GERLER, J. & HORN, E. E. (1983): Mikrothermometrische fluider Einschlüsse an Mineralien der Saxonischen Ganglagerstätte "Grube Clara", Oberwolfach (Mittlerer Schwarzwald). – Forschungsschritte der Mineralogie 61, 70 p.
- GILAT, A., MILSTAYU, N. & LANG, B. (1986): Low temperature hydrothermal barite of Nahal Hever (abstract). – Israel Geological Society, Annual Meeting Ma'Alot 1986. p. 45.
- HAAS, J. L. (1971): The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure. – Economic Geology 66, 940–946.
- HANOR, J. S. (1968): Frequency distribution of compositions in the barite-celestite series. – American Mineralogist 53, 1215–1222.
- HAYNES, F. M. (1985): Determination of fluid inclusion composition by sequential freezing. – Economic Geology 80, 1436–1439.
- HEDENQUIST, J. L. & HENLEY, R. W. (1985): The importance of CO_2 on freezing point measurement of fluid inclusions: evidence from active geothermal systems and implication for epithermal ore deposition. – Economic Geology 80, 1397–1408.
- HENLEY, R. W. & ELLIS, A. J. (1983): Geothermal system ancient and modern - a geochemical review. – Earth Science Reviews 19, 1–50.
- HERNYÁK, G. (1977): A Rudabányai-hegység szerkezeti elemzése az elmúlt 20 év kutatásai alapján. [Structural evaluation of the Rudabánya Mts., based on the research data of the last 20 years.] – Földtani Közlöny 107, 368–374, Budapest. (in Hungarian)
- JUHÁSZ Á. (1964): A comparative study of quartz-porphyry rocks from Rudabánya Mts. – Földtani Közlöny 94, 321–326. (in Hungarian)
- KOCH, S. (1985): Minerals of Hungary. 2nd edition. Akadémiai Kiadó, Budapest, 562 p. (In Hungarian)
- LEACH, D. L. (1979): A study of the barite-lead-zinc deposits of Central Missouri and related mineral deposits in the Ozark region. – Current Research on Fluid Inclusions, Abstracts 6, p. 90.
- LEACH, D. L. (1980): Nature of mineralizing fluids in the barite deposits of Central and Southeast Missouri. – Economic Geology 75, 1168–1180.
- MAKLÁRI, L. (1940): Trachtstudien an Ungarländischen Barytkristallen. – Matematikai és Természettudományi Értesítő 59, 643–672.
- NASH, J. T. (1975): Fluid inclusion studies of vein, pipe and replacement deposits, Northwestern San Juan Mountains, Colorado. – Economic Geology 70, 1448–1662.
- PALINKAŠ, A. (1989): Unexpected fluid inclusion composition in barite from the Lika barite deposits. – Geološki Vjesnik 42, 301–310, Zagreb.
- PLATONOVA, E. L., KOVALISHIN, Z. I., SASIK, G. G. & BRATUS, M. D. (1978): Usloviye obrazovaniya baritovogo orudeneniya v Zakarpatye. In: Teoriya i praktika termobarometrii. [Genetical peculiarities of the baritic ore deposition in Transcarpathia. In: Practice and theory of the thermobarogeochemistry.] 152–157. Nauka, Moskva. (In Russian)
- POTTER, R. W. (1977): Pressure corrections for fluid inclusion homogenization temperatures based on the volumetric properties of the system $\text{NaCl-H}_2\text{O}$. – U.S. Geological Survey, Research 5, 603–607.
- POTTER, R. W., CLYNNE, M. A. & BROWN, D. L. (1978): Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions. – Economic Geology 73, 284–285.
- POTY, B., LEROY, I. & JACHYMOWITZ, L. (1976): Un nouvel appareil pour la mesure des températures sous le microscope: l'installation de microthermometric Chaixmeca. – Bulletin de Société Française de Minéralogie et Cristallographie 99, 182–186.
- RADTKE, A. S., RYE, R. O. & DICKSON, F. W. (1980): Geology and stable isotope studies of the Carlin gold deposit, Nevada. – Economic Geology 75, 641–672.
- ROEDDER, E., HEYL, A. V. & CREEL, J. P. (1968): Environment of ore deposition at the Mex-Tex deposits, Hansonburg District, New Mexico, from studies of fluid inclusions. – Economic Geology 63, 326–348.

- ROEDDER, E. (1979): Fluid inclusion evidence on the environments of sedimentary diagenesis, a review. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 26, 89-107.
- ROEDDER, E. (1984): Fluid inclusions. - Reviews in Mineralogy 12, 694 p. Mineralogical Society of America, Chelsea, Michigan.
- SAMSON, I. M. & RUSSEL, M. J. (1987): Genesis of Silvermine zinc-lead-barite deposit, Ireland: Fluid inclusion and stable isotope data. - Economic Geology 82, 371-394.
- SCHERF, E. (1928): Hévforrások okozta kőzetelváltozások a Buda-Pilis hegységben. [Rock alteration types, caused by heat water activity at Buda-Pilis Mts.] - Hidrológiai közlöny 2, 125 p. (in Hungarian)
- SHEPERD, T., RANKIN, A. H. & ALDERTON, D. H. (1985): A practical guide to fluid inclusion studies. Blackie, Glasgow 239 p.
- SLACK, J. F. (1980): Multistage vein ores of the Lake City District, Western San Juan Mountains, Colorado. - Economic Geology 75, 963-991.
- SUGAKI, A., KOJIMA, S. & SHIMADA, N. (1988): Fluid inclusion studies of the polymetallic hydrothermal ore deposits in Bolivia. - Mineralium Deposita 23, 9-15.
- TOKUNAGA, M. & HONMA, H. (1974): Fluid inclusions in the minerals from some Kuroko deposits. - Current Research on Fluid Inclusions, Abstract 7, p. 225.
- URABE, T. & SATO, T. (1978): Kuroko deposits of the Kosaka mine Northeast Honsun, Japan - Products of submarine hot springs. - Economic Geology 73, 161-169.

First record of zinc-bearing spinel and staurolite from the metamorphic basement of the Transdanubian Midmountains Unit, W Hungary

Zn-tartalmú spinell és staurolit
a Dunántúli-Középhegység metamorf aljzatából

Kálmán TÖRÖK¹

(3 figures, 1 table and 1 plate)

Abstract

Breakdown of Zn-bearing staurolite to Zn-bearing spinel and andalusite is described from the Garabonc-1 borehole in the polymetamorphic basement of the Transdanubian Midmountains Unit, south of the Lake Balaton. This is a first record of the Zn-bearing spinel from the polymetamorphic crystalline basement in Hungary. Zn-bearing spinels formed under contact metamorphic conditions ($P=100\text{--}200$ Mpa and $T=$ about 600 °C).

As revealed by the microprobe measurements, staurolites have quite uniform composition with ZnO content ranging between 1.18 and 2.37 wt%. In contrast with this the ZnO content of spinels varies within a much wider range (8.54–20.34 wt%).

Összefoglalás

A Garabonc-1 mélyfúrásban feltárt polimetamorf cordierites-andaluzitos csillámpalában Zn-tartalmú spinell és Zn-tartalmú staurolitot azonosítottunk. A Zn-tartalmú staurolit szétesése Zn-tartalmú spinellé és andaluzittá kontakt metamorf körülmények között ment végbe kb. $100\text{--}200$ MPa nyomáson és 600 °C hőmérsékleten.

A mikroszondás elemzések szerint a staurolit ZnO tartalma viszonylag szűk tartományban mozog (1,18–2,37%). Ezzel szemben a spinellekben mért ZnO mennyisége jóval tágabb határok között változik (8,45–20,34%).

Key words: spinel, staurolite, micaschist, polymetamorphism, contact metamorphism, Hungary

¹Department of Petrology and Geochemistry, Eötvös University, H-1088 Budapest, Múzeum krt. 4/a, Hungary

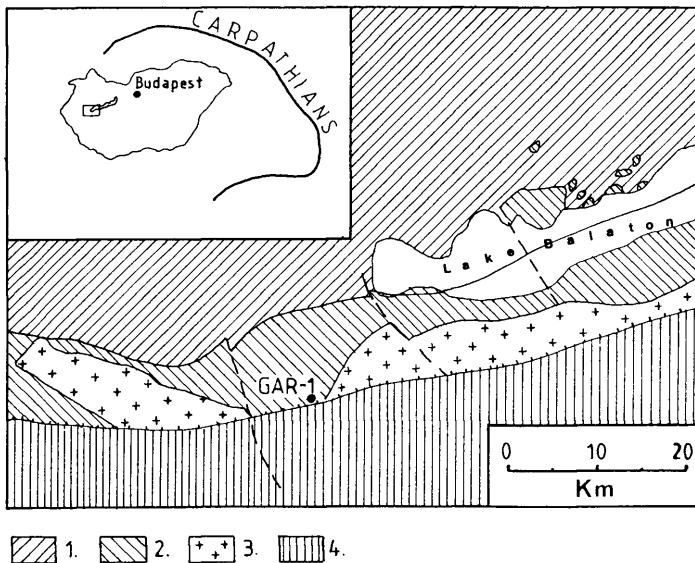


Fig. 1. Simplified geological map of the surroundings of the Garabonc-1 borehole (excluding Tertiary formations). 1. Non metamorphic Upper Palaeozoic-Mesozoic of the Transdanubian Midmountains Unit. 2. Lower Palaeozoic rocks of the Transdanubian Midmountains Unit, affected by very-low to low-grade Hercynian metamorphism. 3. Hercynian granitoids of the Transdanubian Midmountains Unit. 4. Unmetamorphosed or very-low to low-grade Alpine metamorphosed rocks of the Igal-Bükk Unit (Palaeozoic-Mesozoic). *barbed line* - Balaton-line; *solid and dashed lines* - other tectonic lines.

Introduction

This paper is devoted to the first description of zinc-bearing staurolite and zinc-bearing spinel from the metamorphic rocks of Hungary. Breakdown of staurolite to andalusite \pm biotite have already been reported from the crystalline basement of southwest Hungary (ÁRKAI, 1984; TÖRÖK, 1990), but spinel was not involved in those reactions.

Formation of zincian spinel as a result of dehydration of zinc-bearing staurolite has been previously studied by ATKIN (1978), STODDARD (1979), and SCHUMACHER (1985). The P-T conditions usually reflect low-pressures and upper-amphibolite to lower-granulite facies conditions, though formation of zincian spinels in greenschist facies conditions has been reported (KRAMM, 1977) as well. The other common formation of

zincian spinel is the desulfidation reaction of sphalerite (SPRY & SCOTT, 1986; MOORE & REID, 1988). A less common formation of Zn-bearing spinel is attributed to both retrograde and prograde breakdown reactions of biotite containing up to 0.24 wt% ZnO (DIETVORST, 1980).

Zinc-bearing spinel and staurolite have been found in a polymetamorphic cordierite andalusite-bearing micaschist penetrated in a depth range of 1962–1980 m in the borehole Garabonc–I. Location and a sketch geologic map is presented in Fig 1.

The micaschist has been affected by three metamorphic episodes (ÁRKAI, 1987; TÖRÖK, 1992).

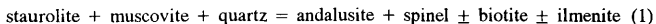
Medium-pressure (800–900 MPa), medium-grade (500–550 °C) Barrovian-type metamorphism occurred first, defined by the appearance of staurolite and kyanite. The second metamorphic episode was low-pressure/medium-grade in character (200–300 MPa and 560–580 °C) marked by the formation of andalusite. Finally, contact metamorphism (100–200 MPa and 600–640 °C) was caused by an intruding granitoid body. The characteristic minerals are andalusite, cordierite, fibrolite and spinel.

The micaschist is composed mainly of quartz, biotite, muscovite, oligoclase, andalusite, with a minor amount of cordierite, staurolite, sillimanite (fibrolite), garnet, spinel, chlorite, tourmaline, sphene, ilmenite, rutile, zircon, monazite, xenotime, calcite, clay minerals, and ore minerals such as sphalerite, galenite and chalcopryrite. For more detailed petrographic and locality description refer to ÁRKAI (1987) and TÖRÖK (1992).

Staurolite-spinel relations

Staurolite is found exclusively as xenoblastic, ragged relics mantled by andalusite in association with biotite, pale green xenoblastic spinel and ilmenite (Plate 1, fig. 1). Biotite is sometimes missing from the assemblage. Spinel grains are found around the staurolites and are mostly in direct contact with them. Both minerals are wrapped around by the andalusite. Spinel is sometimes missing from the mineral paragenesis though staurolites in such places have the same composition as those in association with spinel.

There is no evidence on the zinc source of the staurolite which formed during the first, Barrovian-type metamorphic stage at pressures of about 800–900 MPa and temperatures over 550 °C as it was revealed by TÖRÖK (1992) using plagioclase-garnet-muscovite-biotite geothermo-barometry of GHENT and STOUT (1981). When the pressure dropped, the staurolite became unstable and transformed together with muscovite and quartz to andalusite and biotite during the second, low-pressure metamorphic stage. This reaction is marked by andalusites enclosing biotite and relict staurolite without spinel. Some of the staurolites have survived this reaction and partly broke down in the reaction:



during the third, contact metamorphism. Various stages of completion of the reaction (1) can be observed in the thin sections from the complete lack of spinel to the almost total disappearance of staurolite (Plate 1, fig. 2).

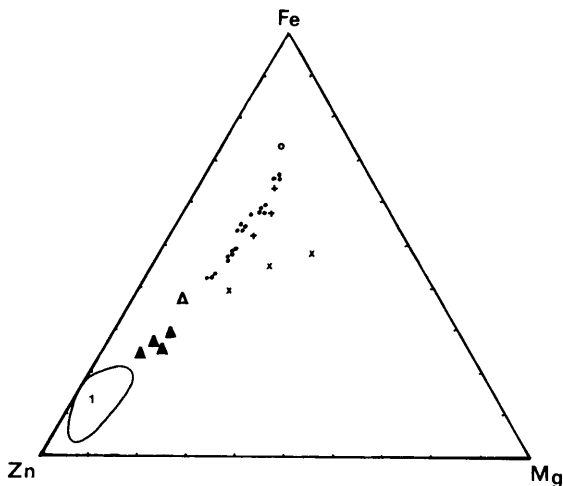
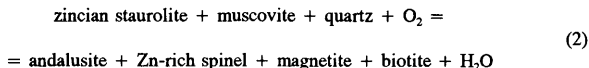


Fig. 2. Fe(II)-Mg-Zn triangular plot for the comparison of the chemical compositions of metamorphic Zn-spinels of different origin. Analyses marked by dots were conducted by the author, the sources of the others are:

1.	SPRY and SCOTT (1986)
solid triangles	MOORE and REID (1989)
open triangle	FROST (1973)
pluses	SCHUMACHER (1985)
open circle	ATKIN (1978)
crosses	STODDARD (1979)

A reaction similar to reaction (1) was proposed by SCHUMACHER (1985) in the contact aureole of the Glenn Doll diorite within the stability field of the andalusite under oxidative conditions:



In the Garabonc aureole there is ilmenite instead of magnetite which may reflect lower O_2 fugacity than at Glenn Doll.

The maximum P-T conditions for the reaction (1) are probably very close to the upper boundary of the stability field of andalusite. Though fibrolite is also present in the rock, but it is quite rare and cannot be found in association with the spinel and staurolite.

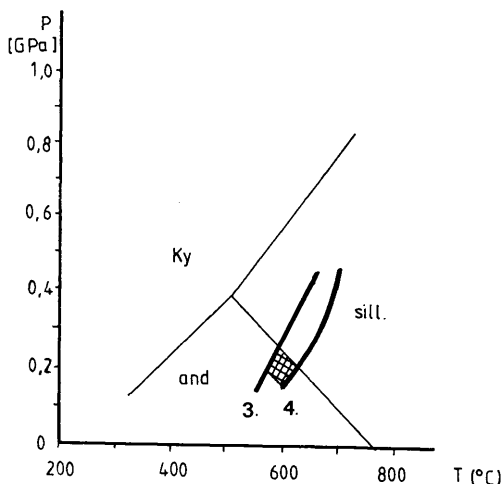


Fig. 3. P-T relations of reactions (3) and (4) and the stability field of the Al_2SiO_5 species after HOLDAWAY (1971). The box represents the P-T estimation for the breakdown of the Zn-bearing staurolite to Zn-bearing spinel and andalusite.

Mineral chemistry and discussion

Zn-bearing staurolites and spinels were analysed using an AMRAY 1830 I scanning electron microscope equipped with EDAX PV 9800 EDS detector. A 20 KV acceleration potential was used with 1–2 nA beam current and a beam diameter of about 3 micrometres. Synthetic and natural minerals were used as standards.

ZnO content is highly variable in the measured spinels (see Table 1), it ranges between 8.54 and 20.34 wt%. The variation in Zn content is balanced by the Fe while the Mg content of the spinels does not vary significantly (Fig. 2). These changes are possibly due to changes in Zn/Fe ratio in the former staurolites. The high variability in Zn/Fe ratios seem to be a common feature with spinels in the series $(\text{Fe}, \text{Zn}, \text{Mg})\text{Al}_2\text{O}_4$ related to different metamorphic environments (see Fig. 2). It may depend on the zinc content of staurolite from which spinels have crystallized and on the further possible zinc contributions, mainly from desulfidation reaction of sphalerite. If sphalerite is involved in the reaction, spinel compositions close to pure gahnite can be measured (FROST, 1973; SPRY & SCOTT, 1986; MOORE & REID, 1989). In the case of spinels produced by staurolite breakdown, more hercynite and spinel (MgAl₂O) component can be expected as it seems to be evident from the spinel compositions (ATKIN, 1978; STODDARD, 1979; SCHUMACHER, 1985, and this study), plotted in the Zn-Fe-Mg

triangular plot (see Fig. 2). Almost pure hercynite with only 0.42 wt% ZnO content was reported by KWAK (1974) in spite of the observed breakdown of staurolite containing 2.48 wt% ZnO.

According to measurements of HICKS et al. (1985) Zn content of zincian spinels is also influenced by the metamorphic grade. Spinel becomes richer in gahnite component as metamorphic grade decreases.

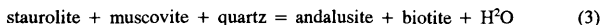
In contrast with the measured spinels, staurolites have quite uniform composition with ZnO content ranging between 1.18 and 2.37 wt% (Table 1), which corresponds well with data reported from similar environments (ATKIN, 1978; SCHUMACHER, 1985).

Higher Zn content in staurolite as well as in spinel is usually related to Zn ore formation or to sphalerite desulfidation reactions (SPRY & SCOTT, 1986; MOORE & REID, 1989). Though sphalerite is present in the rock in minor amount, but it crystallized during the third, contact metamorphism and was not present in the rock during the first metamorphic stage, which gave rise to the staurolite formation.

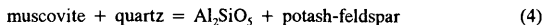
There is no evidence on the possible contribution of sphalerite to the Zn content of spinels either. Both the Zn-bearing spinels and sphalerites have crystallized during the third metamorphic event, but observations on microscope and microprobe (by the help of backscattered electron image) contradict the idea of contribution of sphalerite to the Zn content of spinels. The first observation is that these two minerals cannot be found in the same paragenesis. Spinel is always mantled by andalusite which probably protected the spinel grains from the effects from outside. The second observation is that there is no sign of sphalerite decomposition in the investigated samples.

Peak P-T conditions established on the basis of mineral equilibria (TÖRÖK, 1992) for the third, contact metamorphic stage may mark the upper pressure-temperature limits of the breakdown of Zn-bearing staurolite to Zn-bearing spinel and andalusite. Timing of the Zn-bearing spinel producing reaction can be approached first by the production of andalusite along with the spinel. Since spinel inclusions occur only in the second generation of andalusite which preceded the formation of fibrolite, therefore spinel may have formed close to the peak contact metamorphic conditions. As fibrolite formed only in very small quantity it is assumed that the peak P-T conditions were close to the andalusite/sillimanite boundary.

Two well known reactions can be used as lower and upper temperature boundaries:



from the lower temperature side which is 575 ± 15 °C at 200 MPa pressure (HOSCHEK, 1969). The



reaction gives the upper temperature limit (Fig. 3, reaction curve of ALTHAUS et al., 1970). This limit was not reached because the samples contain primary muscovite in association with quartz.

Taking into consideration the P-T conditions limited by reactions (3) and (4) and the stability field of andalusite, the breakdown of Zn-bearing staurolite to Zn-bearing spinel and andalusite is estimated to have been about 600 °C at pressure of about 200 MPa (Fig. 3).

Acknowledgements

The author is indebted to Dr. P. ÁRKAI and Dr. Gy. LELKES-FELVÁRI for their critical comments on the manuscript. The research was sponsored by the "Foundation for the Hungarian Science" of the Hungarian Credit Bank grant (No 55-92-I) donated to the author.

References

- ALTHAUS, E., KAROTKE, E., NITSCH, K.H., & WINKLER, H. G. F. (1970): An experimental reexamination of the upper stability limit of muscovite plus quartz. — *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*, 1970/7, 325-336.
- ÁRKAI, P. (1984): Polymetamorphism of the crystalline basement of the Somogy-Dráva Basin (Southwestern Transdanubia, Hungary). — *Acta Mineralogica Petrographica*, Szeged 26/2, 129-153.
- ÁRKAI, P. (1987): New data on the petrogenesis of metamorphic rocks along the Balaton-lineament, Transdanubia, W-Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* 30, 319-339.
- ATKIN, B. P. (1978): Hercynite as a breakdown product of staurolite from within the aureole of the Ardara Pluton, Co. Donegal, Eire. — *Mineralogical Magazine* 42, 237-239.
- DIETVORST, E. J. L. (1980): Biotite breakdown and the formation of gahnite in metapelitic rocks from Kemiö, Southwest Finland. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* 75, 327-337.
- FROST, B. R. (1973): Ferroan gahnite from quartz-biotite-almandine schist, Wind River Mountains, Wyoming. — *American Mineralogist* 58, 831-834.
- GHENT, E. D. & STOUT, M. Z. (1981): Geobarometry and geothermometry of plagioclase-biotite-garnet-muscovite assemblages. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* 76, 92-97.
- HICKS, J. A., MOORE, J. M. & REID, A. M. (1985): The co-occurrence of green and blue gahnite in the Namaqualand Metamorphic Complex, South Africa. — *Canadian Mineralogist* 23, 535-542.
- HOLDAWAY, M. J. (1971): Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. — *American Journal of Science* 271, 97-131.
- HOSCHEK, G. (1969): The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* 22, 208-232.
- KRAMM, U. (1977): Gahnite of the Venn-Stavelot Massif and its petrologic significance. — *Annales de la Société Géologique de Belgique* 100, 199-201.
- KWAK, T. A. P. (1974): Natural staurolite breakdown reactions at moderate to high pressures. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* 44, 57-81.
- MOORE, J. M. & REID, A. M. (1988): Implications of sphalerite inclusions in gahnite from the Namaqualand Metamorphic Complex, South Africa. — *Canadian Mineralogist* 26, 293-300.
- MOORE, J. M. & REID, A. M. (1989): A Pan-African zincian staurolite imprint on Namaqua quartz-gahnite-sillimanite assemblages. — *Mineralogical Magazine* 53, 63-70.
- SCHUMACHER, R. (1985): Zincian staurolite in Glenn Doll, Scotland. — *Mineralogical Magazine* 49, 561-571.
- SPRY, P. G. & SCOTT, S. D. (1986): Zincian spinel and staurolite as guide to ore in the Appalachians and Scandinavian Caledonides. — *Canadian Mineralogist* 24, 147-163.
- STODDARD, E. F. (1979): Zn-rich hercynite in high-grade metamorphic rocks: a product of the dehydration of staurolite. — *American Mineralogist* 64, 736-741.
- TÖRÖK, K. (1990): New data on the geothermometry and geobarometry of the Somogy-Dráva Basin, SW Transdanubia. — *Acta Mineralogica Petrographica*, Szeged 31, 13-23.
- TÖRÖK, K. (1992): Cordierite andalusite-bearing micaschist from the Garabonc-1 borehole (Central Transdanubia, W. Hungary); Geothermo-barometry and fluid inclusion study. — *European Journal of Mineralogy* 4, 1125-1137.

Table 1. Representative analyses and mean compositions of spinels and staurolites.

1. A representative Zn-bearing spinel analysis. Numbers in the next column are mean compositions and range for 20 analyses. Cation numbers are on the basis of 4 oxygens.

2. A representative Zn-bearing staurolite analysis. Numbers in the next column are mean staurolite compositions and range for 22 analyses. Cation numbers are on the basis of 23 oxygens.

FeO* total iron as FeO

b.d. below detection limit

	1.		2.	
SiO ₂	b.d.		26.50	26.38; 24.87-27.26
TiO ₂	b.d.		0.50	0.53; 0.42-0.62
Al ₂ O ₃	55.44	55.52; 54.28-56.73	52.65	53.30; 52.25-54.83
FeO	22.53	25.88; 19.92-32.54	12.80	13.27; 11.51-15.21
MnO	0.34	0.37; 0.22-0.61	0.37	0.44; 0.33-0.54
MgO	3.55	3.48; 3.12-3.90	2.32	2.19; 1.83-2.52
ZnO	17.63	14.64; 8.54-20.34	2.13	1.84; 1.18-2.37
total	99.91		97.27	
Si	0.000		3.742	
Ti	0.000		0.053	
Al	1.908		8.762	
Fe(III)	0.092		0.000	
Fe(II)	0.457		1.511	
Mn	0.008		0.044	
Mg	0.154		0.488	
Zn	0.380		0.222	
total	2.999		14.822	

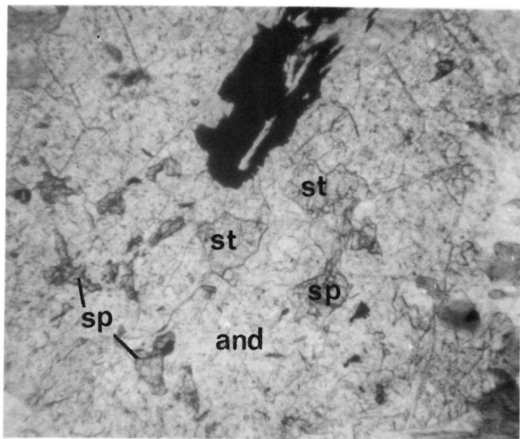


Fig. 1. Ragged staurolite (st) and spinel (sp) enclosed in andalusite (and).

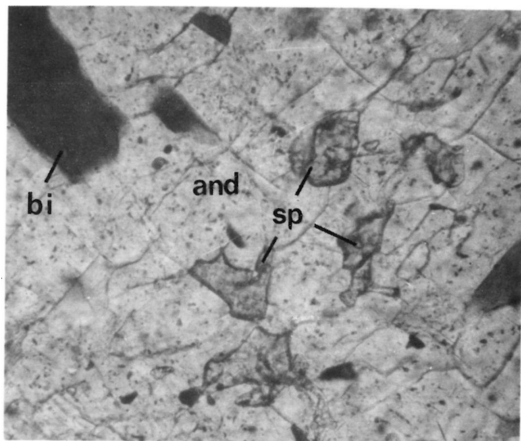


Fig. 2. Spinel (sp) and biotite (bi) mantled by andalusite (and).

Additions to the Pliocene flora of Gércse (Western Hungary)

A gércei pliocén flóra

Zlatko KVAČEK¹, Lilla HABLY² & György SZAKMÁNY³

(3 figures, 1 table, and 4 plates)

Abstract

Oil shale deposits at Gércse contain well preserved macroflora of Pliocene age. Recent excavations yielded diversified assemblage of mostly broad-leaved deciduous mesophytic vegetation dominated by oaks and elms. Newly recovered plants include also *Ginkgo*, *Torreya*, *Sassafras*, *Celtis*, *Engelhardia*, *Pterocarya*, *Rosa*, *Crataegus* beside others. Megafossil assemblage is well comparable with the pollen flora except for the overrepresentation of the Pinaceae in the latter.

Összefoglalás

A gércei pliocén korú olajpala gazdag makroflórát tartalmaz. A legutóbbi gyűjtések során egy többnyire széles levelű, lombhullató fajokból álló, viszonylag nagy diverzitású növényegyüttes került elő. Ebben a mezofita jellegű vegetációban a tölgy és a szil uralkodik. A hazai pliocénre számos új taxon került elő: *Ginkgo*, *Torreya*, *Sassafras*, *Celtis*, *Engelhardia*, *Pterocarya*, *Rosa*, *Crataegus*, valamint több más csoport. A makroflóra adatok jól egyeznek a pollenflórával, kivéve a Pinaceae jelenlétét illetően, mely a pollenspektrumban uralkodó mennyiségben van jelen.

Key words: Pliocene, flora, maar, basaltic volcanism, Hungary

Introduction

In the summer 1993 a short-term intensive field work in the clay pit of alginite (Alginit Co. Ltd.) between the villages Gércse and Sitke (Fig. 1.) was undertaken to continue collections of the late E. HORVÁTH. He first recovered this site and deposited

¹Department of Palaeontology, Charles University, Albertov 6, CZ-12843 Prague 2, Czech Republic

²Department of Botany, Hungarian Natural History Museum, H-1476 Budapest, P.O.Box 222, Hungary

³Department of Petrology and Geochemistry, Eötvös University, H-1088 Budapest, Múzeum krt. 4/a, Hungary

the material in the Savaria Museum in Szombathely. FISCHER & HABLY (1991) based the first account on this collection and described geological setting of the site as well as the leaf fossils belonging to 21 angiosperms. In the following paper we add more than 20 other species identified so far (see Table 1).



Fig. 1. Location of the paleobotanical site.
 1. ábra. Az ősnövénylelőhely vázlatos térképe.

The Plio-Pleistocene basaltic volcanism in the Pannonian Basin and the formation of alginite

Plio-Pleistocene alkaline basaltic volcanic products occur in several parts of the Pannonian Basin (Fig. 2):

1. Graz Basin
2. Little Hungarian Plain (LHP)
3. Balaton Highland
4. Nógrád-Gömör
5. Perşani Mountains

An isolated occurrence of alkaline basalts can be found near Timiş. In addition to these areas Late Miocene alkaline basalts are known in Burgenland (Austria) and in the southwestern part of the Great Hungarian Plain. A small occurrence of ultrapotassic rock has been described near the village of Bár (southern part of the Pannonian Basin; VICZIÁN, 1965; SZEDERKÉNYI, 1980; HARANGI et al., in prep.). Detailed studies of the

alkaline basalts can be found in the papers of JUGOVICS (1948, 1952, 1954, 1959a, 1959b, 1969, 1971a, 1971b, 1971c, 1972), JÁMBOR et al. (1981) and recently in SZABÓ et al. (1992) and EMBEY-ISZTIN et al. (1985, 1993).

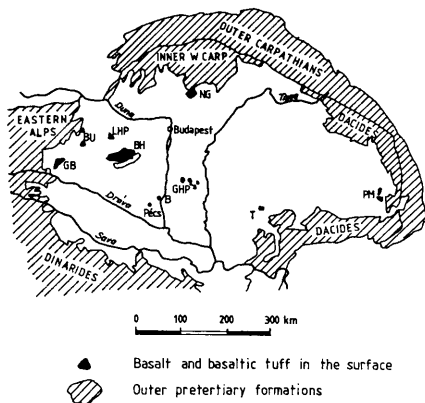


Fig. 2. Areal distribution of the Plio-Pleistocene basaltic volcanism in the Pannonian Basin. (After HARANGI, 1993, simplified.) GB: Graz Basin; BU: Burgenland; LHP: Little Hungarian Plain Volcanic Field; BH: Balaton Highland Volcanic Field; NG: Nógrád-Gömör Volcanic Field; GHP: Great Hungarian Plain; PM: Persani Mts.; T: Timis; B: Bár.

2. ábra. A plio-pleisztocén bazaltvulkanizmus elterjedése a Pannon-medencében (HARANGI, 1993 után, egyszerűsítve).

Formation of the alkaline basalts has close relationship with the tectonical evolution of the Pannonian Basin. The Miocene to Quaternary subduction at the northern to eastern margin of the Pannonian Basin initiated a back-arc type extension behind the subduction zone. This resulted in the thinning of the lithosphere and the upwelling of the hot asthenospheric mantle (EMBEY-ISZTIN 1976, 1981). SZABÓ et al. (1992) suggested that the alkaline basaltic volcanism occurred during the cooling phase of the mantle diapir and was associated with the uplifts and the tectonic rejuvenation of the area. The basaltic products originated by small degree of partial melting of the mantle and show predominantly less differentiated character. They consist of ol-tholeiites (Late Miocene volcanics in Burgenland), alkaline olivine basalts, basanites, and nephelinites (EMBEY-ISZTIN et al. 1985; 1993; SZABÓ et al., 1992). A weak correlation between the age of the basalts and their chemistry appears as an alkali enrichment and an increasing silica-undersaturation in the younger volcanic products (SZABÓ et al., 1992). Basanites with higher normative nepheline content can be found mainly in the peripheral parts of the Pannonian Basin (Graz Basin, Nógrád-Gömör and Persani Mts.; SZABÓ et al.,

1992). Detailed geochemical descriptions of the Plio-Pleistocene basalts can be found in MAURITZ (1948), JUGOVICS (1976) and EMBEY-ISZTIN et al. (1985, 1993).

The basalts appear mainly as lava flows, while pyroclastic deposits are characteristic of the Little Hungarian Plain. In the latter area basaltic magmas penetrated into the wet Pannonian clastic sedimentary sequence yielding frequent explosive eruptions. The mantle and lower crustal xenoliths are often enclosed in the basalts (EMBEY-ISZTIN 1976; KUBOVICS et al., 1985, 1989; EMBEY-ISZTIN et al., 1989; SZABÓ & VASELLI, 1989; DOWNES et al., 1992).

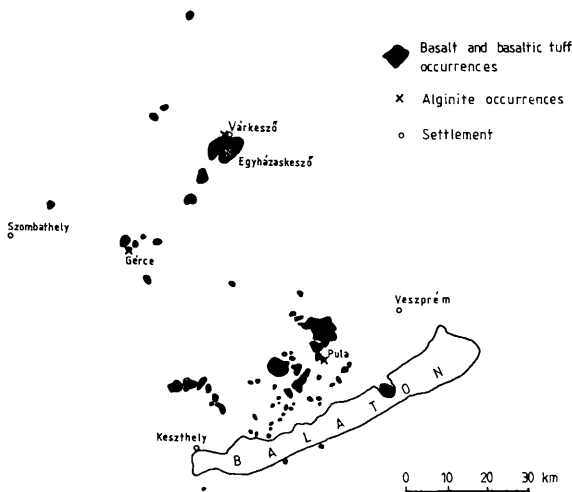


Fig. 3. Basalt and basaltic tuff regions in the central part of the Pannonian Basin. (Transdanubian Region; Little Hungarian Plain and Balaton Highland). (After BALOGH K. et al., 1982.)

3. ábra. A Pannon-medence középső részének bazalti és bazalt-tufa elterjedése (BALOGH K. et al., 1983 után)

The Plio-Pleistocene alkaline basalts of the Pannonian Basin show porphyritic texture with predominantly olivine and less clinopyroxene phenocrysts. The Nógrád-Gömör basanite contains clinopyroxene phenocrysts with aegirine-augitic cores implying magma-mixing process (DOBOSI, 1989). The groundmass consists of basic plagioclase, clinopyroxene, olivine, magnetite and glass in variable amount. In the more silica-undersaturated volcanic rocks nepheline, analcime and leucite also occur. Olivine, clinopyroxene and spinel megacrysts can be frequently found in the basalts.

The volcanic formations are well dated by detailed K/Ar radiometric dating studies (BALOGH et al., 1982, 1986) from 11.5 to 0.71 Ma.

The oldest volcanic products are the ol-tholeiites of Burgenland, while the youngest ones can be found in the Persani Mts. (MIHAILĂ & KREUZER, 1981; PÉCSKAY et al. 1992) and in the Nógrád-Gömör area (MIHALIKOVÁ & SIMOVÁ, 1989).

The volcanic activity in Transdanubia

In the central part of the Pannonian Basin (Little Hungarian Plain and Balaton Highland) more than 100 individual volcanic centres have been recognized (JUGOVICS, 1969, 1972), (Fig. 3). In the Little Hungarian Plain the basaltic volcanoes are underlain by Pannonian clastic sedimentary series. The volcanic activities started with explosive eruptions that resulted in generally fine-grained phreatomagmatic deposits at 6 Ma. They were followed by rhythmic Strombolian-type and phreatomagmatic pyroclastic products in several parts of the Little Hungarian Plain (Gércé-Sitke, Kemenesmagos, Vásárosmiske, Egyházaskesző, Várkesző, Pula). The basal pyroclastic layers are covered by thick lava flows only at four localities (Somló, Kíssomlyó, Hercseghegy, Sághegy). The volcanism in the LHP terminated at 3 Ma (BALOGH et al., 1986). The basalts differ geochemically from each other. The Sitke-Hercseghegy basanites show the most primitive composition with stronger silica-undersaturation and higher incompatible trace element content than the alkali olivine basalts of Sághegy and Somló.

Genesis of the alginite

Inner parts of the tuff-rings of the Little Hungarian Plain and Balaton Highland are filled by alginite, first described at Pula by JÁMBOR & SOLTÍ (1976) and SOLTÍ (1987). So far, four volcanic craters, i.e. (Pula, Gércé, Várkesző, and Egyházaskesző) have been recognized, which contain alginite and are associated with basalt-bentonite (Fig. 3). Water of the 5 to 10 m deep lakes in the tuff-rings, where the alginite and basalt-bentonite were deposited, was rich in nutrients and had high trace element content due to special circumstances of sedimentary deposition. The lacustrine, dominantly fine-grained sediments accumulated exclusively from the weathered material of inner walls of the tuff-rings. In these pelitic deposits huge amount of remains of planktonic algae (diatoms, *Botryococcus* accumulated (NAGY, 1976). Calcipelite and dolopelite were deposited due to bacterial activity (JÁMBOR & SOLTÍ, 1976). Quiet sedimentation and seasonal rhythmicity resulted in finely bedded, laminar deposits. However, earthquakes often associated with volcanic activities and mud-slidings from steep crater walls caused disturbances in the otherwise quiet basins (e.g. at Gércé). Such development has been corroborated also by petrological studies (RAVASZ, 1976). The sedimentary infill is usually laminated. Average thickness of a lamina is 0.5 mm, while the thickness of the whole sequences ranges from 25 to 70 m. Considering these values, JÁMBOR & SOLTÍ (1976) estimated 50,000 (Pula) and 140,000 (Gércé) years for the crater lakes to be filled. The radiometric age of the basalts from the Hercseghegy Hill at Gércé is 4.55 Ma, while the basalts underlying the alginites of Pula are 3.92 to 4.28 Ma old (BALOGH et al., 1986). These ages can be accepted also for the formation of the alginites, where a rich macroflora was found. The stratigraphic position and radiometric age of the volcanic rocks prove the age of the flora. It is the first Pliocene macroflora in Hungary.

Depositional conditions, preservation of fossils

A few days of collecting at Gércse yielded more than 400 plant fossils including leaves, fruits and seeds. All the specimens are kept in the palaeobotanical collection of the Hungarian Natural History Museum in Budapest. In the clay pit the oil shale, called alginite for high content of algae (*Botryococcus*), is excavated for agricultural purposes. The section is well accessible in the thickness of about 3 to 5 m. The fossiliferous layers are interbedded within the complex irregularly. The composition of plant assemblages varies from one layer to another.

Leaf fossils are widely scattered, mostly not damaged, preserved as coaly compressions, exceptionally as small foliage shoots (*Zelkova*, *Carpinus*, *Quercus*). Winged fruits occur less frequently. More compact fruits or seeds have been recovered very rarely. Some leaf compressions bear cuticular membrane that may curl up in more coriaceous fossils after drying (*Ginkgo*, *Buxus*) or become completely destroyed (*Quercus*) if not preserved in wet state. Two procedures have been employed for preparations of cuticles. Before maceration samples have been cleaned in hydrofluoric acid. The routine treatment in Schulze solution has been good for coriaceous fossils only. Hydrogene peroxide with small additions of kalium-hydroxide has been used in other cases, but only with limited success.

Flora

Although pollen spectra (NAGY, 1992) include pteridophyte spores, no megafossils have been recovered so far. Except for *Laevigatosporites hardtii*, other form genera of fern spores have been recorded in very low amounts.

Gymnosperms have been recovered as rare accessories in megafossil assemblage *Ginkgo* (Pl. 1, Figs. 1-2.), Cupressaceae (Pl. 1, Fig. 3.), *Tsuga* and *Pinus*. The pollen spectra include much more abundant record of conifers with dominant *Pinuspollenites labdacus* and some other form taxa referred to *Abies*, *Picea*, *Keteleeria* or *Sciadopitys*, and also *Tsuga*, Taxodiaceae-Cupressaceae as well as *Ginkgo*. Dicotyledons are most abundant and belong to several families. Fagaceae (*Quercus kubinyi*, *Q. roburoides*, *Quercus* sp. div. (Pl. 1, Figs. 4-5) and Ulmaceae (*Ulmus ruzovensis*, *Ulmus* sp. div., *Zelkova zelkovifolia* (Pl. 1, Fig. 6.), rare *Celtis*, (Pl. 1, Fig. 7) are well represented. Frequent accessories of the flora are representatives of Buxaceae (*Buxus pliocenica*), Salicaceae (*Populus populina* (Pl. 1, Fig. 8.), *Populus* sp., *Salix* sp.), Betulaceae (*Carpinus grandis*, fruits of the *C. betulus* (Pl. 2, Fig. 1) and *C. orientalis* types (Pl. 2, Figs. 2-3.), *Betula*). Quite rare are Juglandaceae (Pterocarya (Pl. 2, Figs. 4-6.), cf. *Carya* (Pl. 2, Fig. 7.), *Engelhardia orsbergensis*, (Pl. 3, Fig. 1.), Juglandaceae sp. (Pl. 3, Fig. 2.)), Rosaceae (*Rosa* (Pl. 3, Fig. 3.), *Crataegus* (Pl. 3, Fig. 4.)), Hamamelidaceae (*Parrotia pristina* (Pl. 3, Fig. 5.)), Aceraceae (*Acer pseudomonspessulanum* (Pl. 4, Figs. 2-3), *A. cf. palaeosaccharinum* (Pl. 4, Fig. 4.), *Acer* sp. (Pl. 3, Fig. 8.)) and Lauraceae (*Sassafras ferretianum* (Pl. 4, Fig. 1.)). Several other leaf fossils may represent Leguminosae, Ericaceae (Pl. 3, Fig. 6.), Vitaceae and other so far not specified dicotyledonous groups as well as monocotyledonous (Cyperaceae (Pl. 3, Fig. 7)). Pollen spectra correspond well with the above listed taxa of arboreal flora.

However, pollen of some more genera have been recorded: *Alnus*, *Corylus*, *Ostrya*, *Fagus*, *Liquidambar*, *Magnolia*, Tiliaceae (*Intratripopollenites instructus*), *Juglans*, *Nyssa* and *Myrica*. Non-arboreal element is much less diversified (e.g. *Chenopodipollis*, *Nymphaeaepollenites*, *Tabulifloridites*, *Droseridites teste* NAGY 1992) and not recorded as megafossils.

Monocotyledons are preserved as leaf fragments, which cannot be identified to genera. Rare fruits belong to Cyperaceae (Table 1). According to NAGY (1992) pollen of monocots (*Sparganiaceaeepollenites*, *Graminidites*) is present in low quantities throughout the section.

Comparison with Neogene European floras

In Hungary there are no other more completely studied floras of Pliocene age (MAGYAR & HABLY, 1994). The Late Miocene (Pannonian) sites, e.g. Rudabánya (KRETZOI et al., 1974), Iharosberény, Tiszapalkonya (HABLY, 1992a), Tihany (HABLY, 1992b), and other localities from W Hungary (HORVÁTH, 1961, 1963, 1964, 1971–72, 1987) show little similarities in floristic composition, although physiognomically the assemblages are mostly broad-leaved deciduous, like the flora of Gércé. The above mentioned floras, except that from Tihany, reflect swampy environment of the Pannonian. The typical association of this time was *Byttneriophyllum tiliaefolium*–*Alnus cecropiaefolia*–*Glyptostrobus europaeus*. The Lower Pannonian localities (e.g. Rudabánya) show more diversified assemblages with additional *Osmunda*, *Ginkgo*, *Cercidiphyllum*, cf. *Sassafras*, *Liquidambar*, *Banisteriacarpum*, *Acer* div. sp., *Nyssa*, *Byttneriophyllum*, *Ulmus*, *Zelkova*, *Celtis*, *Carpinus*, *Betula*, *Alnus*, *Quercus* div. sp., *Daphnogene*, *Engelhardia*, *Pterocarya*, *Salix* div. sp. The Tihany locality is of Late Pannonian age. The composition suggests rather the riparian forest dominated by *Platanus leucophylla*, *Liquidambar europaea*, *Cedrela sarmatica*, *Smilax weberi*, *Alnus ducalis*, *Populus* div. sp., *Juglans acuminata*. In contrast to all these localities the Gércé flora includes mostly mesophytic elements (*Ginkgo*, cf. *Juniperus*, *Quercus kubinyii*, *Zelkova*, *Acer* div. sp., *Rosa* etc.). Some of them appear in the Hungarian Tertiary for the first time (*Torreya*, *Buxus pliocaenica*). It is note worthy that some floras of the Hungarian Sarmatian e.g. Erdőbénye (ANDREÁNSZKY, 1959) are much alike. These similarities are to large extent due to analogous environment. The zonal vegetation in both periods are comparable with warm temperate, hardwood forests with very low percentage of subtropical elements. While the Sarmatian floras include still *Tetraclinis*, *Podogonium*, *Daphnogene* and other evergreen Lauraceae, the only more thermophilous element in Gércé appears *Engelhardia*.

The paleogeographical changes during the Miocene–Early Pliocene could largely influence the development of the flora. The Sarmatian time was characteristic of large regressions and extensive volcanic activity. Such a situation gave rise to numerous localities where mesophytic vegetation widely spread. The Pannonian lake favored the expansion of swampy conditions, which caused ecological changes in plant cover. The Early Pliocene volcanoes in Western Hungary were again suitable sites for preservation of mesophytic vegetation. This may explain the analogy between the Sarmatian and Early Pliocene floras in Hungary. The typical association of *Quercus kubinyii*–*Zel-*

kova-Ulmus-Parrotia-Carpinus-Populus persisted from the Sarmatian to Early Pliocene, but impoverished by extinction of the above listed thermophilic elements.

In contrast to most Late Neogene floras, *Fagus* is not represented (except for rare pollen record) in Gércé. This feature connects this flora with Late Pliocene of Hajnáčka South Slovakia (SITÁR et al., 1989). Both localities have much in common (*Ginkgo*, *Torreya*, *Quercus roburoides* etc.). The younger age of the Hajnáčka flora may be seen in additional woody plants (e. g. *Tilia platyphyllos* L.) and lack of thermophilous elements.

In West Europe we find comparable but much more diversified floras of Pliocene age at Willershausen or Frankfurt am Main, which are dominated by other hardwood genera, e.g. *Fagus*, but not by oaks and elms as it is the case of Gércé. We can also notice a great similarity with the locality Domansky Wierch (ZASTAWNIAK, 1972) as already suggested by FISCHER and HABLY (1991).

It is very difficult to find floristic discrimination in the Late Miocene–Early Pliocene time interval, which would not be influenced by edaphic conditions. Also the comparison between the floras, which are characterized either by leaves or fruits and seeds respectively, is difficult or even misleading. The climatic changes must have been negligible at that time to influence large-scale migrations of floristic elements.

Acknowledgements

We thank Prof. Lancucka SRODONIOWA for her determinations of some fossil fruits and seeds. This work was supported by grant OTKA T4154.

References

- ANDREÁNSZKY G. (1959): Die Flora der sarmatischen Stufe in Ungarn. Akadémiai Kiadó, Budapest, 360 p.
- BALOGH, K., ÁRVA-SÓS, A. & PÉCSKAY, Z., (1986): K/Ar dating of post-Sarmatian alkali basaltic rocks in Hungary. – Acta Min. Petr. Szeged, 28, 75–93.
- BALOGH K., JÁMBOR Á., PARTÉNYI Z., RAVASZNÉ BARANYAI L. & SOLTÍ G. (1982): A dunántúli bazaltok K/Ar radiometrikus kora. (K/Ar dating of basaltic rocks in Transdanubia, Hungary) – MÁFI Évi Jelentése 1980-ról, 243–260.
- DOBOSI, G., 1989: Clinopyroxene zoning patterns in the young alkali basalts of Hungary and their petrogenetic significance. – Contr. Miner. Petrol., 101, 112–121.
- DOWNES, H., EMBEY-ISZTIN A. & THIRLWALL, M.F. (1992): Petrology and geochemistry of spinel peridotite xenoliths from Hungary: evidence for an association between enrichment and deformation in the mantle. – Contrib. Mineral. Petrol., 109, 340–354.
- EMBEY-ISZTIN, A. (1976): Amphibolite-lherzolite xenolith from Szigliget, North of the Lake Balaton, Hungary. – Earth Planet. Sci. Lett. 31, 297–304.
- EMBEY-ISZTIN, A. (1981): Statistical analysis of major element patterns in basaltic rocks of Hungary. – Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 24/2–4, 351–368.
- EMBEY-ISZTIN, A., PELTZ, S. & PÓKA, T. (1985): Petrochemistry of the Neogene and Quaternary basaltic volcanism in the Carpathian Basin. – Fragm. Mineral. Palaeontol., 12, 5–18.
- EMBEY-ISZTIN A., SCHARBERT, H.G., DIETRICH, H. & POULTIDIS, H. (1989): Petrology and geochemistry of peridotite xenoliths in alkali basalts from the Transdanubian Volcanic Region, West Hungary. – J. Petrol., 30, 79–105.
- EMBEY-ISZTIN A., DOWNES, H., JAMES, D.E., UPTON, B.G.J., DOBOSI G., INGRAM, G.A., HARMON, R.S. & SCHARBERT, H.G. (1993): The petrogenesis of Pliocene alkaline volcanic rocks from the Pannonian Basin, Eastern Central Europe. – J. Petrol. 34. 317–343.

- FISCHER O. & HABLY L. (1991): Pliocene flora from the alginite at Gércé. - *Annls hist.-nat. Mus. natl. hung.*, 83, 25-47.
- HABLY L. (1992a): Early and Late Miocene floras from Iharosberény I. and Tiszapalkonya I. Boreholes. - *Fragmenta Min. et Pal.*, 15, 7-40.
- HABLY, L. (1992): The flora of Tihany-Fehérpart (faciostatotype of the Intra-Carpathian Pontian) West Hungary. - *Geophytology*, 22, 199-205.
- HARANGI SZ. (1993): Cenozoic volcanism in the Pannonian Carpathian Region - a review. *In: LUKÁCS, B., BÉRCZI, Sz. & TÖRÖK, K. (ed): Carpathian Basin: Evolutionary Stages. - KFKI-1993-21 C Report*, 44-49.
- HARANGI SZ., TONARINI, S., VASELLI, O. & MANETTI, P. (in prep.): Geochemistry of the Early Cretaceous and Tertiary extension-related volcanic rocks of the Pannonian Basin. Implications for the mantle characteristics.
- HORVÁTH E. (1961): Felső-pliocén növénymaradványok Sótonyról. (Pflanzenreste aus dem oberen Pliozän von Sótöny in Ungarn). - *Savaria Múz. közlem.* 13, 77-84.
- HORVÁTH E. (1963): Sótöny környékének felső-pliocén növénymaradványai. (Die Jungpliozänen Pflanzenreste der Umgebung von Sótöny (Westungarn)). - *Savaria Vas megy. Múz. ért.*, 1, 9-23.
- HORVÁTH E. (1964): Felső-pliocén növénylenyomatok Kemesmihályfáról. (Oberpliozäne Pflanzenabdrücke aus Kemesmihályfa). - *Savaria Vas megy. Múz. ért.*, 2, 33-42.
- HORVÁTH E. (1971-2): Beiträge zur Kenntnis der pliozänen flora Westungarns. - *Savaria Vas megy. múz. ért.*, 5-6: 23-73.
- HORVÁTH E. (1987): A felső pliocén ösföldrajzi, rétegtani és ősnövénytani problémái. (Palaeogeographical, stratigraphical and palaeobotanical problems of the Upper Pliocene). - *Praenoria Fol. Hist.-nat.*, 2, 21-34, Szombathely.
- JÁMBOR Á., PARTÉNYI Z. & SOLTÍ G. (1981): A dunántúli bazaltvulkanitok földtani jellegei. (Geological features of basaltic volcanics in Transdanubia [Hungary].) - *MÁFI Évi Jelentése az 1979. évről*, 225-239.
- JÁMBOR Á. & SOLTÍ G., 1976. A Balatonfelvidéken és a Kemenesháton felkutatót felsőpannoniai olajpalaelőfordulás földtani viszonyai. (Geological Conditions of the Upper Pannonian Oil-shale Deposit recovered in the Balaton Highland and at the Kemeneshát [Transdanubia, Hungary].) - *MÁFI Évi Jelentése az 1974. évről*, 193-219.
- JUGOVICS L. (1948): Adatok Tátika-Prága-Sarvaly hegyek vulkanológiai felépítéséhez. (Aufbau der Berge Tátika-Prága-Sarvaly) - *Földtani Közlöny*, 196-205.
- JUGOVICS L. (1952): Tapolcakörnyéki bazalttufa előfordulások. (Les occurrences de tuf basaltique dans les environs de Tapolca) - *MÁFI Évi Jelentése az 1944. évről*, 13-25.
- JUGOVICS L. (1954): A Déli-Bakony és a Balatonfelvidék bazaltterületei. (Les occurrences de basalte du Bakony méridional et des environs du lac Balaton) - *MÁFI Évi Jelentése 1953-ról I. pp.* 65-88.
- JUGOVICS L. (1959a): Újabb vulkanológiai és közettani megfigyelések a Tátika-csoport bazalt-hegyein. (Nouvelles observations volcanologiques et pétrographiques aux monts basaltiques du groupe Tátika) - *MÁFI Évi Jelentése az 1955-56. évekről*, pp. 153-178.
- JUGOVICS L. (1959b): A haláphegyi bazalt közettani vizsgálata. (Éxamen pétrographique du basalte du mont Haláp) - *MÁFI Évi Jelentése az 1955-56. évekről*, pp. 123-136.
- JUGOVICS L. (1969): A dunántúli bazalt és bazalttufa területek. (Basalt- und Basaltuffgebiete Transdanubies) - *MÁFI Évi Jelentése az 1967. évről*, 75-82.
- JUGOVICS L. (1971a): A Balaton-felvidék és a Tapolcai-medence bazaltterületeinek felépítése. (Über den Bau der Basaltgebiete des Balatonhochlandes und des Tapolcaer Beckens) - *MÁFI Évi Jelentése az 1968. évről*, pp. 223-244.
- JUGOVICS L. (1971b): Kabhegy és a körülötte települő bazaltterületek (Kabhegyi bazaltcsoport). (Geologischer Bau der Basaltvorkommen am Kab-berg und Umgebung) - *MÁFI Évi Jelentése az 1968. évről*, 245-255.
- JUGOVICS L. (1971c): Észak-magyarországi - Salgótarján környéki bazaltterületek. (Über die Basaltgebiete von Nordungarn Umgebung von Salgótarján) - *MÁFI Évi Jelentése az 1968. évről*, 145-165.
- JUGOVICS L. (1972): A Kisalföld bazalt és bazalttufa előfordulásai. (Die Basalt- und Basaltuffvorkommen der Kleinen Ungarischen Tiefebene) - *MÁFI Évi Jelentése az 1970. évről*, 79-101.
- JUGOVICS L. (1976): A magyarországi bazaltok kémiai jellege. (Chemical features of the basalts in Hungary.) - *MÁFI Évi Jelentése az 1974. évről* pp. 431-470.
- KRETZOI M., KROLOPP E., LÓRINCZ H. & PÁLFALVY I. (1974): A rudabányai alsópannoniai prehominidás lelőhely flórája, faunája és rétegtani helyzete. (Flora, fauna and stratigraphische Lage der

- Unterpannonischen Prähominiden-Fundstelle von Rudabánya (NO-Ungarn). – MÁFI Évi Jel. 1974. évről, pp. 365–394.
- KUBOVICS, I., SÓLYMOS-GÁL, K. & SZABÓ, Cs. (1985): Petrology and geochemistry of ultramafic xenoliths in mafic rocks of Hungary and Burgenland (Austria). – *Geol. Carpath.*, 36: 433–450.
- KUBOVICS, I., SZABÓ, Cs., JÁNOSI, M. & SÓLYMOS-GÁL, K. (1989): Comparative geochemistry of amphiboles from xenoliths and megacrysts of alkali basalts in the Carpathian-Pannonian region. – XIV. Congr. Carp.-Balk. Geol. Assoc. Ext. Abstr., 222–225, Sofia.
- MAGYAR I. & HÁBLY L. (1994): Stratigraphic position of Late Neogene paleobotanical sites in Hungary: Miocene or Pliocene? – *Acta Palaeobot.* in press.
- MAURITZ B. (1948): A dunántúli bazaltok kőzetkémi viszonyai. (Die petrologischen Verhältnissen der Transdanubian Basaltgesteine.) – *Földt. Közl.* 78, 134–169.
- MIHAILĂ, N. & KREUTZER, H. (1981): Contribuții la cunoașterea cronologiei vulcanitelor basaltice din Perșani centrali și sudici. *Terra*, 4, 37–43 București.
- MIHALIKOVÁ, A. and SIMOVÁ, M., 1989. Geochémia a petrológia miocénno-pleistocénnych alkalických bazaltov stredného a južného Slovenska. [Geochemistry and petrology of Miocene–Pleistocene alkaline basalts of Central and Southern Slovakia]. *Zap. Karpaty*, ser. Min. Petr. Geoch., 12, 7–142. (in Slovakian with English abstract)
- NAGY E. (1992): A comprehensive study of Neogene sporomorphs in Hungary. – *Geol. Hung. ser. Pal.* 53, 1–379.
- NAGY L. (1976): A dunántúli olajpala-kutató fúrások rétegsorának palinológiai vizsgálata. (Palinological investigation of Transdanubian oil-shale exploratory boreholes) – MÁFI Évi Jelentése az 1974. évről, 247–261.
- PÉCSKAY, Z., SZAKÁCS, S., SEGHEDI, I. & KARÁTSÓN, D. (1992): Contributions to the geochronology of Mt. Cucu volcano and the South Harghita (East Carpathians, Romania). – *Földtani Közlemények*, 122, 265–286.
- RAVASZ, Cs. (1976): Petrographic examinations of Oil-shale at Pula and Gércé (Transdanubia, Hungary). – MÁFI Évi Jelentése az 1974. évről, 221–245.
- SITÁR V., KVAČEK Z. & BZEK C. (1989): New late Neogene floras of southern Slovakia (Pinciná and Hajnáčka). – *Západné Karpaty*, sér. paleont. 13, 43–59.
- SOLTI, G. 1987. Az alginit. [The Alginite.] – MÁFI Kiadványa p.40.
- SZABÓ Cs., HARANGI Sz. & CSONTOS L. (1992): Review of neogene and quaternary volcanism of the Carpathian-Pannonian region. In: P.A. ZIEGLER (ed.): *Geodynamics of rifting*, Vol. I. Case studies on rifts: Europe and Asia. – *Tectonophysics*, 208, 243–256.
- SZABÓ, Cs. & VASELLI, O. (1989): Textural features and classification of ultramafic xenoliths from Sitke (Little Plain, Hungary). – *Acta Min. Petr.*, Szeged, 30, 67–79.
- SZEDERKÉNYI, T., 1980. Petrological and geochemical character of the Bár basalt, Baranya County, South Hungary. – *Acta Min. Petr. Szeged*, 24/2, 235–244.
- VICZIÁN I. (1965): Basalt aus dem Komitat Baranya. – *Földtani Közlemények* 95. 448–452.
- ZASTAWNIAK E. (1972): Pliocene leaf flora from Domanski Wierch near Czarny Dunajec (Western Carpathians, Poland). – *Acta Palaeobot.*, 13/1, 3–73.

Table I. List of the Pliocene flora from Gércé
 1. táblázat. A pliocén korú gércei flóra fajai

taxon	organ szerv
Gymnosperms	
Cupressaceae gen. et sp.	shoot/cuticle
<i>Ginkgo adiantoides</i> (UNG.) HEER	leaf/cuticle
<i>Pinus</i> sp.	leaf
<i>Torreya</i> sp.	leaf/cuticle
<i>Tsuga</i> sp.	leaf/cuticle
Angiosperms	
<i>Acer</i> cf. <i>palaeosaccharinum</i> ŠTÚR	leaf
<i>Acer pseudomonspessulanum</i> UNGER	leaf
<i>Acer</i> sp.	leaf
<i>Ampelopsis</i> cf. <i>malvaeformis</i> (SCHLOTHEIM) MAI	semen
<i>Betula</i> sp.	fruit
<i>Buxus pliocenica</i> SAP. et MAR.	leaf/cuticle
<i>Carpinus grandis</i> UNG.	leaf
<i>Carpinus betulus</i> L. – type	fruit
<i>Carpinus orientalis</i> MILL. – type	fruit
<i>Carya</i> sp.	fruit
cf. <i>Carya serraefolia</i> (GOEPP.) KRÄUSEL	leaflet
<i>Celtis</i> sp.	leaf
<i>Crataegus</i> sp.	leaf
Cyperaceae gen. et sp.	coenocarpium
<i>Engelhardia orsbergensis</i> (WESS. et WEB.) JÄHNICHEN et al.	leaflet
Ericaceae gen. et sp.	leaf
Juglandaceae gen. et sp.	fruit
Leguminosae gen. et sp.	leaflet
Monocotyledonae gen. et sp.	leaf
<i>Parrotia pristina</i> (ETT.) ŠTÚR	leaf
<i>Populus populina</i> (BRONGN.) KNOBL.	leaf/cuticle
<i>Populus</i> sp.	leaf/cuticle
<i>Pterocarya paradisiaca</i> (UNG.) ILJ.	leaflet
<i>Pterocarya</i> sp.	fruit
<i>Quercus kubinyii</i> (KOV. ex ETT.) CZECH.	leaf/cuticle
<i>Quercus roburoides</i> GAUDIN	leaf/cuticle
<i>Quercus</i> sp. div.	leaf/cuticle
<i>Rosa</i> sp.	leaf
<i>Salix</i> sp.	leaf
<i>Sassafras ferretianum</i> MASSALONGO	leaf/cuticle
<i>Ulmus ruszovensis</i> HUMMEL	leaf
<i>Ulmus</i> sp. div.	leaf/fruit
<i>Zelkova zelkovifolia</i> (UNG.) BŮZEK	leaf

Plate I

1. *Ginkgo adiantoides* (UNG.) HEER, 93.131.1.
2. *Ginkgo adiantoides* (UNG.) HEER, 93.236.2.
3. Cupressaceae, 93.244.2.
4. *Quercus* sp., 93.16.2.
5. *Quercus* sp., 93.5.2.
6. *Zelkova zelkovifolia* (UNG.) BÚZEK & KOTLABA, 93.158.1.
7. *Celtis* sp., 93.157.2.
8. *Populus populina* (BRONGN.) KNOBL., 93.60.2.

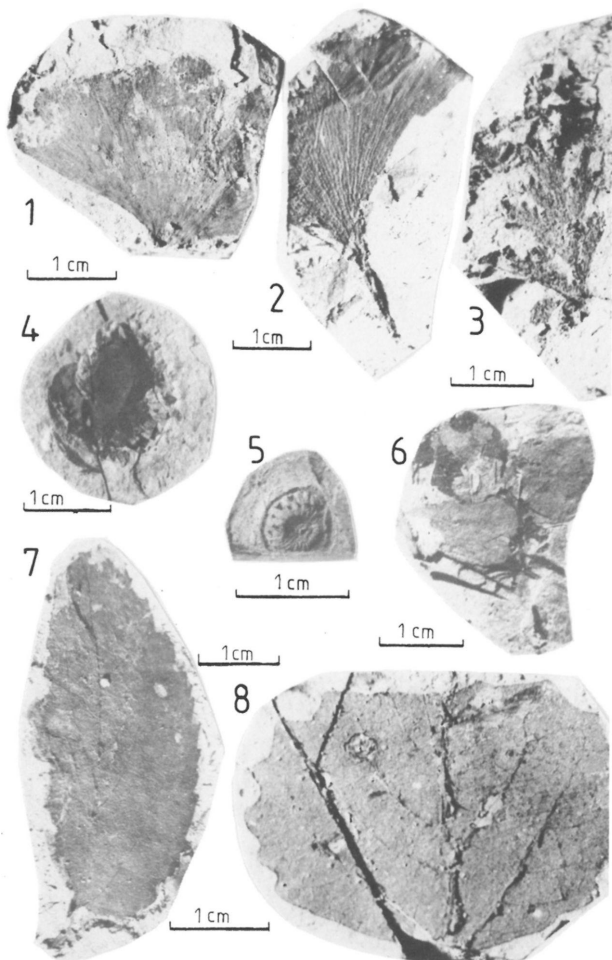


Plate II

1. *Carpinus betulus* L. type, 93.4.1.
2. *Carpinus orientalis* MILL. type, 93.126.1.
3. *Carpinus orientalis* MILL. type, 93.18.1.
4. *Pterocarya paradisiaca* (UNG.) ILJ., 93.23.1.
5. *Pterocarya paradisiaca* (UNG.) ILJ., 93.249.1.
6. *Pterocarya* sp. fruit, 93.306.2.
7. cf. *Carya serraefolia* (GOEPP.) KRÄUSEL, 93.248.1.

Plate II

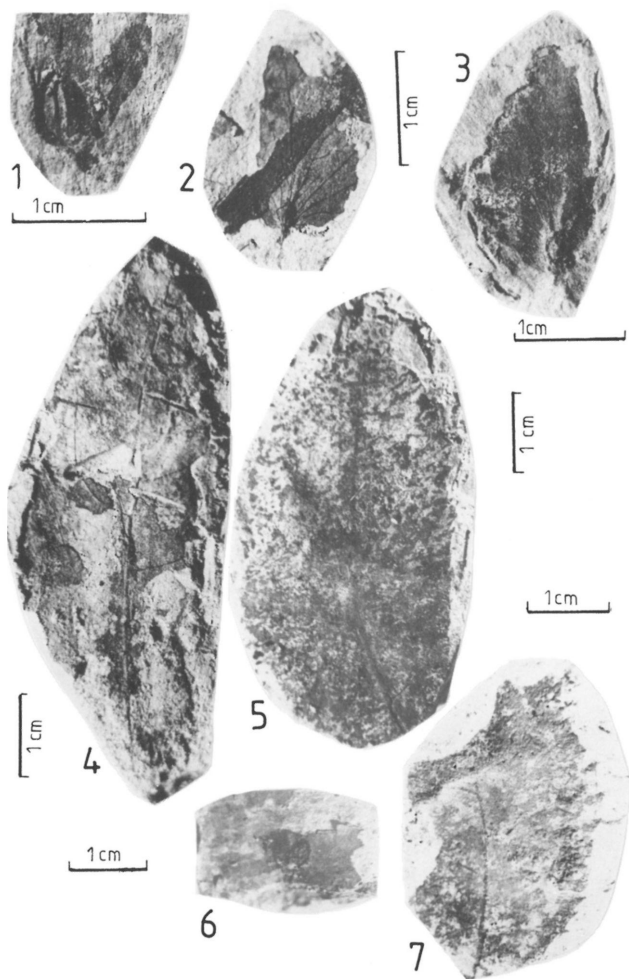


Plate III

1. *Engelhardia orsbergensis* (WESS. et WEB.) JÄHNICHEN et al., 93.282.1.
2. Juglandaceae, 93.98.1.
3. *Rosa* sp., 93.257.2.
4. *Crataegus* sp., 93.9.2.
5. *Parrotia pristina* (ETT.) ŠTÚR, 93.71.1.
6. Ericaceae, 93.148.1.
7. Cyperaceae, 93.281.2.
8. *Acer* sp., 93.29.2.

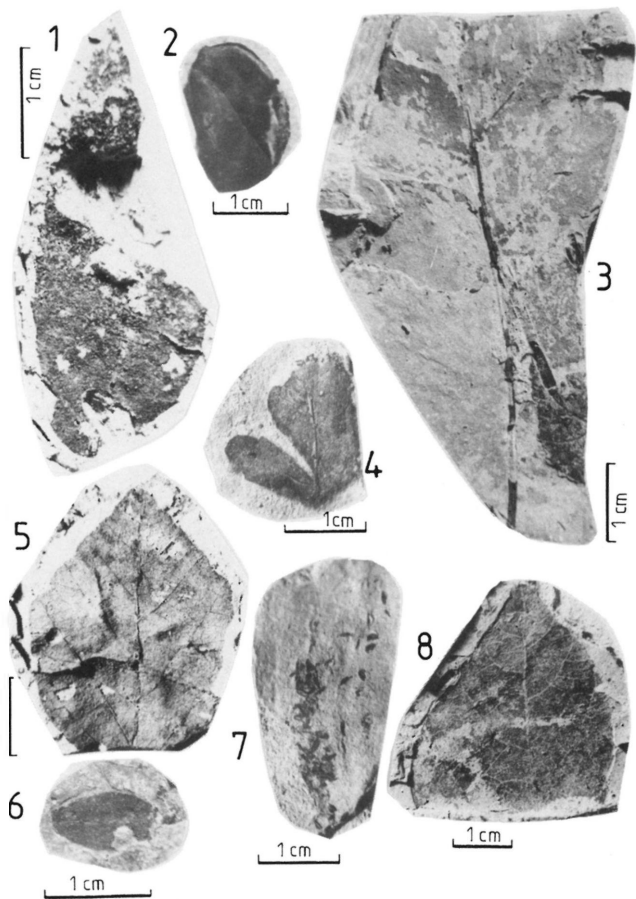
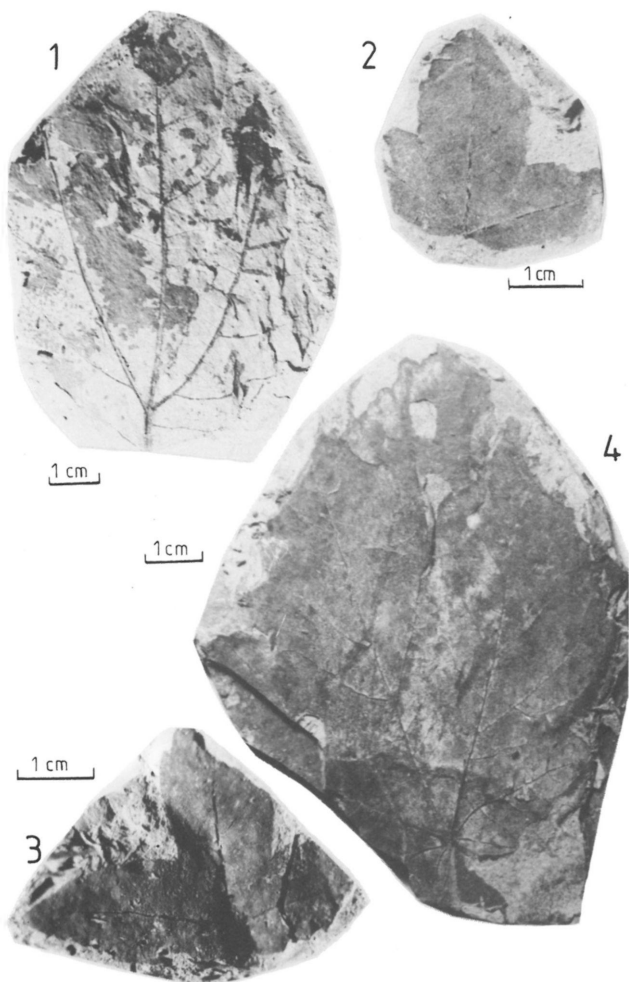


Plate IV

1. *Sassafras ferretianum* MASSALONGO, 93.267.2.
2. *Acer pseudomonspessulanum* UNGER, 93.310.1.
3. *Acer pseudomonspessulanum* UNGER, 93.233.1.
4. *Acer* cf. *palaeosaccharinum* UNGER, 93.173.2.



Késő-eocén hidraulikus breccsásodási jelenségek a Budai-hegység déli részén

Late Eocene hydraulic brecciation
in the Southern Buda Mountains, Hungary

MAGYARI Árpád¹

(4 ábrával és 4 fényképtáblával)

Összefoglalás

A Budai-hegység déli részén a késő-eocén folyamán a bryozoás márga és fekü képződményeinek (triász dolomit, felső-eocén breccsa és nummuliteszes mészkő) határán hidraulikus breccsásodás zajlott. A folyamat a márgával közvetlen kontaktusban lévő képződmények felszínén kívül tektonikus-szerkezeti elemeket is érintett: neptúni telérek környezetét, márga és dolomit normál vetők menti kontaktusait valamint egyéb vetőzónákat. Az ennek eredményeként képződött breccsa szövete főleg mozaikos, de helyenként fluidizált típusok is kialakultak.

A folyamat nem elsődleges hidraulikus breccsásodás, hanem újrabreccsásodás volt, mivel az érintett felszínnek tektonikailag vagy üledékesen már preformált szerkezeteknek tekinthetők. Kialakulásának kiváltó oka valószínűleg a késő-eocén intenzív tektonikai tevékenység volt.

A breccsásodás időpontját az injektálódó anyag, a bryozoás márga jól rögzíti, annak közzetválásáig befejeződött. Mivel a márga az üledései felszínén kívül átitatta az újonnan működő vagy felújuló vetőzónákat is, így a márga injekció hiánya elkülönítési kritériumként is szolgálhat eocénnél fiatalabb vetőzónák azonosításához a hegység déli részén.

Abstract

Hydraulic brecciation took place during or after the deposition of the Upper Eocene bryozoan marl in the Budaörs Hills (Buda Mountains, Hungary). The host rocks were Triassic Main Dolomite and Eocene *Nummulites* limestone which were injected by the bryozoan marl.

The fracturing also affected the Eocene *Nummulites* limestones, the upper part of the uncovered, erosionally brecciated Triassic surface, as well as Eocene breccias which had been deposited on steep slopes. This resulted in a hydraulically brecciated sedimentary breccia, which gained a jigsaw puzzle type texture.

The other type of brecciation affected oriented zones like faults, fault planes, tectonical contacts of the bryozoan marl and Main Dolomite. This resulted in injection dykes and jigsaw to fluidized type breccia texture. The driving mechanism of brecciation was triggering by earthquakes in correspondance with intensive Late Eocene intensive tectonic activity.

¹Eötvös Loránd Tudományegyetem, Általános és Történeti Földtani Tanszék, Budapest, Múzeum krt. 4/A, 1088

Based on Upper Eocene bryozoan marl as the infilling of the dykes it is concluded that the brecciation occurred during the Late Eocene. It affected all the Eocene and pre-Eocene sedimentary successions in tectonically active zones. Therefore, the lack of marly infill in fault systems provides a good tool for the separation of post-Eocene faults from syn- and pre-Eocene ones.

Key words: hydraulic breccia, Eocene, Buda Hills, Hungary

Bevezetés

A Budai-hegységet elérő felső-eocén transzgressziót durva abrázációs konglomerátum vezeti be (WEIN, 1977). A konglomerátum a hegység középső és DK-i részén tanulmányozható a legjobban, ott, ahol a középső-eocén transzgresszió még nem borította el a szárazföldet (ifj. DUDICH, 1959). WEIN (1977) 100 méter vastag sekély, sziklaparti rétegsorokat említ, bár a mai napig talált, felszíni feltárásokban ez maximálisan 10 méter vastag, s ezek több mint felét gyakran a fekvő és fedő breccsa adja (MAGYARI, 1991, 1994). Az összlet bázisa eróziós triász dolomit felszín, fedője nummuliteszes-discocyclinás-lithothamniumos mészkő vagy bryozoás márga (MONOSTORI, 1965).

A konglomerátum-breccsa összletek áthalmazottak, kis törmelékletet alkotnak, ülepedésüket késő-eocén szerkezeti mozgások befolyásolták (MAGYARI, 1991, 1994; FODOR et al., 1992). A sorozatok rendszerint pár méter vastag breccsa réteggel zárulnak, melyek földrengés okozta sziklaomlásból származhatnak (MAGYARI, 1991, 1994). Eredetüket tekintve e fedőbreccsák tektonikusak, lerakódási mechanizmusuk (főleg törmelékfolyás) szerint már üledékesek.

Ezen az összleten azonban egy másik breccsásodási jelenség is felismerhető, melynek kialakulása a bryozoás márga ülepedéséhez köthető s fenti folyamatokkal nem magyarázható (MAGYARI, 1994). Ezen tanulmány célja ezek leírása és értelmezése.

Breccsásodási jelenségek

Mind a triász felszín, mind a konglomerátumot fedő, triász dolomit anyagú, eocén breccsa feltűnő jellegzetessége, hogy mozaikos struktúrát mutat: mm-cm vastagságú narancssárga, kovás márga erecskékkal sűrűn átjárt, mozaiktábla-szerűen felosztott, breccsásodott. A triász dolomit anyagú klasztok közötti anyag azonos a fedő bryozoás márgával s azokat a felszíneket érte, amelyek eredetileg közvetlen kapcsolatban álltak vele (1. ábra).

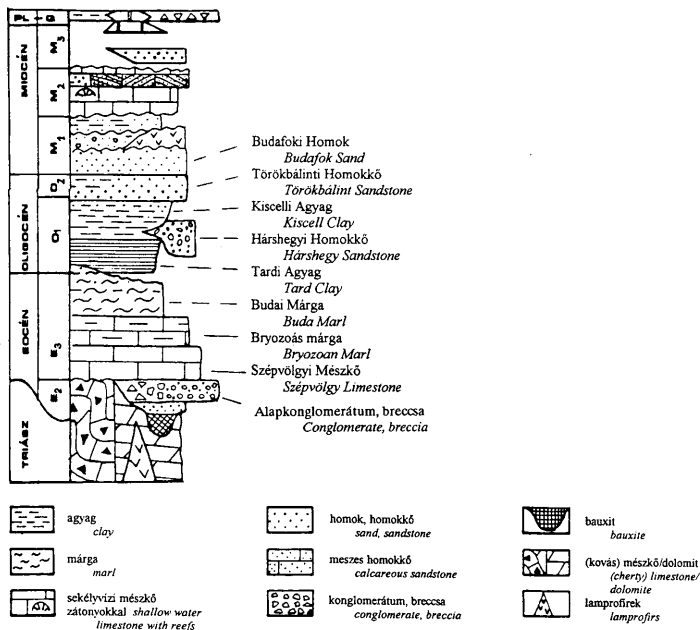
A breccsásodás alapvetően kétféle módon jelenik meg:

I. Foltszerű elterjedésben

Szemcsevázú breccsaként, szögletes, jól illeszkedő klasztokkal (az illeszkedés részben még a szeizmikus eredetű sziklaomlás öröksége), minimális rotációval, mozaikszerű megjelenéssel, alig mozdulva el eredeti helyzetükből. Mátixa vékony, kovával átított dolomit törmelék és márga, amely a kovatartalom miatt jobban ellenállt az erózióknak s éles taréjként kipreparálódott (I/1., II. tábla). A márga alapvetően a

klasztok közé nyomult be, részben fölülről lefelé (II. tábla) illetve horizontálisan, kitétetett irány nélkül. A folyamat erőteljes és gyors voltát helyenként eltört és elvetett szemcsék jelzik.

A jelenség a márgának és a fekü nummuliteszes mészkőnek közvetlen kontaktusán is észlelhető. A mészkő felső 2–3 métere breccsás, illetve telérrendszerek szabdalják a felszínét (1/2. tábla) Kitéltő anyaguk a fedő bryozoás márgából származik.

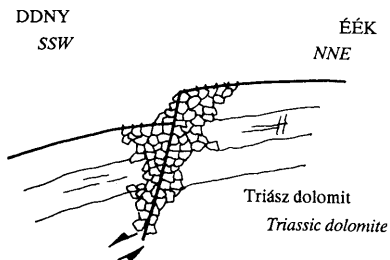
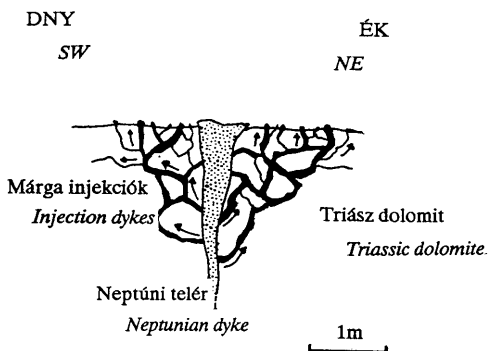
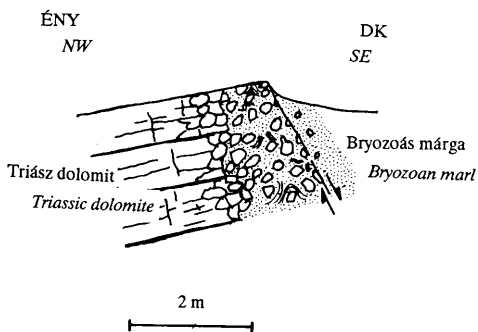


1. ábra. A Budai-hegység rétegsora (FODOR et al., 1992).

Fig. 1. Stratigraphic column of the Buda Mountains (after FODOR et al., 1992)

II. Lineációkhoz kapcsolódva

1. Legjobban a triász dolomit és márga extenziós kontaktusai mentén fejlődött ki (2a ábra). A dolomit mentén szerkezete még mozaikos, szemcsevázú, szemcséi szögletesek. A márga felé a klasztok kerekítetté válnak, szerkezete mátrixvázú lesz. A márga-dolomithomok mátrixban szabálytalan, kaotikusan gyűrűző, szaggatott mikrolaminációk folyósodást (LOWE, 1976), a törmelék mozgás közbeni merevedését



jelzik. Átmenet a márgába 1,5–2 méter széles zónában történik és a klasztanyag gyors fogyása mutatja (2a ábra; III/1. tábla).

2. Neptúni telérekhez kapcsolódva, azoknak csapását követve, 0,2–2 méter szélességben átítatva környezetét (2b ábra; III/2. tábla). A sávon belül kitüntetett irány nélküliek, cikcakkos lefutásúak, pár milliméter–néhány centiméter vastagsággal. Kitöltő anyaguk finomszemű márga, iszap. Hálósűrűségük milliméterestől 10 cm-esig terjed, s a folyamat eredményeként létrejövő breccsa teljesen osztályozatlan, szögletes és mozaikos. Anyagforrásuk maga a neptúni kitöltés, a telér falából közel vízszintesen indulnak ki, majd 0,2–2 méter után a felszínre jutnak (2b ábra).

A kétféle telértípus eltérő folyamatok hozták létre. A neptúni telérek gravitáció hatására üledékekkel kitöltött tenger alatti repedések (PAWLOV, 1896). Faluk rendszerint egyenes lefutású, csapásuk közel azonos. E repedések a tektonikai működés kezdetén nyílnak ki és párhuzamosak a fő normál vetőkkel (WILCOX et al., 1973; MONTENAT et al., 1987). Másik részük később is kinyílhat a feszültség visszahúzóódás (relaxáció) következtében, amikor a fő szerkezeti aktivitás véget ért (BLANC, 1975). Csapásuk rendszerint a fő normál vetőkével párhuzamos, de kitölthetnek már korábban kialakult töréseket, hézagokat is. A folyamat lényeges következménye, hogy a víz és az üledékanyag erőteljesen a törésekbe diffundál (MONTENAT et al., 1991).

Ellenben a kísérő, vékony telér-repedéshálózat jellege inkább a már meglévő neptúni telérek oldalából vagy a fedő márga rétegből való intenzív bepréselődés, mint a többé-kevésbé passzív kitöltés. Ráadásul a kitöltő anyag nemcsak lefelé, hanem a felszín felé is törekszik. Ez a megjelenés leginkább az injekciós telérekhez hasonlít. Az injekciós telérek pedig folyósodás (fluidised flow) és hidraulikus emelés (hydraulic jacking) kombinációi (MONTENAT et al., 1991).

3. Kialakulhatnak törésekhez kapcsolódva is (dm-estől több méteres szélességig), hosszú, jól követhető, egyenes csapású vetőbreccsa zónákat átítatva (2c ábra; IV/1. tábla). Megjelenésük a neptúni teléreket kísérő injekciós telérhálózatéhoz hasonlatos. Ennek értelmezhető a Farkas-hegyen (MÉSZÁROS és társai, 1993; MAGYARI, nem publikált) térképezett, egymással párhuzamos 1,5–3 méter széles breccsazónák is.

I. és II. végeredménye mindenesetre nagyon hasonló, csak az előbbinél izolált foltokhoz, az utóbbiaknál pedig lineációkhoz (2a–c ábra), tágulásos szerkezeti elemekhez kapcsolható a megjelenése és itt a mozaikos formák mellett már mozgatottságra utaló bélyegek is vannak. Az eredetileg összetartozó, de szétfeszített szemcsék, az irányokhoz nem köthető megjelenés, a klasztokétól gyökeresen eltérő mátrixanyag arra engednek következtetni, hogy a felsorolt jelenségeket ugyanaz a nem üledékes jellegű mechanizmus hozhatta létre, s kiváltó okát tektonikus jelenségek körében kell keresni.

2. ábra. a. Triász dolomit és bryozoás márga extenziós kontaktusa mentén kialakult breccsa zóna. A márga felé a szövet szemcsevázú lesz, a klasztok kerekítetttsége nő, az agyagos-márgás mátrixban tálszerkezetek találhatóak. b. Márga injekciók triász dolomitban bryozoás márga anyagú neptúni telér faláról. c. A vetőzónákat kísérő mozaikbreccsa. A klasztok közé bryozoás márga nyomult (méretarány nélkül).

Fig. 2. a. Breccia zone was developed at the junction of Triassic dolomite and Eocene bryozoan marl. Towards the marl the texture becomes matrix supported, the clasts are well rounded and dish structures can be seen in the matrix. b. Veinlets were injected into the Triassic dolomite from the wall of the neptunian dykes filled by bryozoan marl. c. Fault zone was injected by bryozoan marl (not to scale).

Nem üledékes eredetű breccsásodási jelenségek

Földrengéses, tektonikailag aktív zónákban breccsásodást alapvetően háromféle mechanikai folyamat hozhat létre SIBSON (1986) szerint (3. ábra). Hosszú ideig működő vetőzónákban rendszerint mindhárom breccsa típus kialakulhat.

1. Az oldalelmozdulások során az elcsúszó felszínnek menti dörzshatás „dörzsbreccsásodást” hoz létre (attrition brecciation) (ENGELDER, 1974, 1978; JACKSON & DUNN, 1974; BROCK & ENGELDER, 1977). (A hazai nevezéktanban leginkább ezt hívjuk vetőbreccsának.) A gyakran rotációs nyomokat mutató szemcsék mérete és osztályozottsága a mozgás nagyságával csökken.

2. Ha a fő csúszósík szabad mozgását hajlat vagy egyéb akadály gátolja, a felgyülemlett nyomás a környező kőzetek összetörésével oldódik ki. A folyamat neve „szétoszló nyomásos breccsásodás” (distributed crush brecciation) (hazai gyakorlatban „katakázós szövet”), eredménye rendszerint szerkezet nélküli mikrobreccsa (FLINN, 1977).

BRECCSÁSODÁSI FOLYAMAT

	DÖRZSÖLÉS	NYOMÁS	ROBBANÁS
<u>Szöveti jellegek</u>	Jól kerekített	Széles zónát átható mikrotörés rendszer	Összeilleszthető_ klasztok
<u>Szemcsedeformáció</u>	Erős	Közepes-erős	Gyenge
<u>Osztályozottság</u>	Rossz-közepes	Rossz	Gyakran jó
<u>Szemcse összetétel</u>	Gyakran oligomikt vagy polimikt	Gyakran monomikt	Gyakran monomikt
<u>Mátrix anyaga</u>	Klasztokkal egyező	Klasztokkal egyezik (gyakran hidrotermás)	Gyakran egzotikus, hidrotermás

3. ábra. Különböző törési mechanizmusú folyamatok során keletkezett, tektonikus eredetű breccsák lehetséges elkülönítési bélyegei és fő jellemzőik (SIBSON, 1986 után egyszerűsítve).

Fig. 3. Possible distinguishing characteristics and structural associations of fault breccias derived from the different brecciation mechanisms (after SIBSON, 1986, simplified).

3. Eltérő reológiai kőzetek határán, kellő mélységben az anyakőzet repedéseibe szivárgó pórufolyadék elegy (víz és a még plasztikus fedő elegyének) túlnyomása a szilárd anyakőzetben repesztéshez vezethet. Ez a folyamat a „szakadásos/robbanásos” vagy „hidraulikus breccsásodás” (implosion brecciation, hydraulic brecciation), eredménye a hidraulikus breccsa.

A hidraulikus törés és képződményei

Hosszú ideig fejtérést okozott a geológusoknak a kompressziós erőkben az extenziós telérek és erek kialakulása. Az ellentmondást akkor sikerült feloldaniuk, amikor felismerték, hogy ezekben az esetekben csak a teljes feszültség kompressziós. Ezen belül a porusfolyadék feszítő ereje (p) akkora is lehet, hogy a tágulásos hatóerő meghaladja a kőzet tenziós erejét (T). Ekkor hidraulikus törés jöhet létre (PRICE & COSGROVE, 1990; HUBBERT & WILLIS, 1957). A folyadék származhat a rendszeren kívülről (pl.: telér, sill kitöltéseknél), illetve lehet rendszeren belüli is (pl. nagyobb extenziós töréseknél) (PRICE & COSGROVE, 1990).

A folyamat lejátszódása során nagy mennyiségű folyadék (víz és iszap) (pl. márga) átitathatja az alapkőzetet, s a folyadék hirtelen vetődés vagy szeizmikus sokk hatására túlnyomás alá kerülhet, (TERZAGHI, 1947; LOWE, 1976; MONTENAT et al., 1990). Ekkor az iszap-víz elegy nyomás alatti kiszökése természetes repesztéshez, hidraulikus töréshez vezet. Ezt az alapkőzetben meglévő korábbi repedések-litoklázisok tovább segítik. A folyamat robbanásszerű sebessége folytán szemcsés kőzetek esetében a klasztok gyakran töröttek, s a folyadékmasszában való szállítás következtében kis helyi akkumulációkban mikrorétegzettség figyelhető meg. A folyósodott, plasztikussá vált üledékekben az aszcendens módon távozó folyadék vízkiszökési jegyeket, tálszerkezeteket hagyhat maga után (VACHARD et al., 1987).

A makroszkópikus méretű tenziós törérendszer növekedése rövid extenziós-töréses periódusokból áll. A közöttük lévő hosszabb nyugalmi időszakban a porusfolyadék tölti meg az újonnan kialakult repedéseket (PHILLIPS, 1972). Ebből következően a töréshálózat fejlődése a kőzet porozitásától és permeabilitásától is függ (SECOR, 1969).

Annak megfelelően, hogy a folyamat során folyósodás vagy a törés dominált-e, a hidraulikus breccsa előfordulásoknak két véglete létezik (HULEN & NIELSON, 1988), s a folyamat jellegéből adódóan közöttük folyamatos átmenet van.

1. Az uralkodóan töréses képződésű „mozaikos”, vagy „kirakósjáték” szövetű breccsa (exploded jigsaw, jigsaw puzzle breccia (HULEN & NIELSON, 1988). Ennek típusterülete az új-zélandi Waitotapu, s kialakulását az összetöredezett anyakőzet robbanásszerű hidraulikus tágulásával magyarázzák (HEDENQUIST & HENLEY, 1985). A tágulás hajtómotorja a meglévő repedések faláról leszakadó és a kinyíló repedésekbe nyomuló kőzettörmelék és folyadékmassza elegye (GRINGLEY & BROWNE, 1976).

A breccsa klasztok tipikusan szögletesek, minimális nyírási nyomással (PHILLIPS, 1972), s a szemcsék összeilleszthetők. A mátrix apró szemcséket, kőzettörmelék és folyadékot gyakran kísérő hidrotermális folyamatok anyagait tartalmazza (pl. hidrotermális ásványtársulások, kova).

2. Jóval nagyobb energiaszintet jelent a fluidizált breccsa (fluidised breccia) (HULEN & NIELSON, 1988). Fluidizáció, üledékfolyósodás hatására alakul ki s a folyamat során a törmelék szemcséken a vertikálisan átfolyó folyadék nyíróereje meghaladja a gravitációs erőt, s ennek hatására a szemcsék lebegnek vagy emelkednek (LOWE, 1975). A fluidizáció az erősen túlnyomásos, kiszökő gáz- vagy folyadékáramban való szuszpenziót, abráziót és alkalmanként a kőzettörmelék szállítást is magában foglalja (REYNOLDS, 1954; MCCALLUM, 1985).

A breccsát alkotó kőzettörmelék kerekítettsége a szállítás mértékétől függően szögletestől a jól kerekítettig változik. A gyakran laminált mátrixban helyenként

turbulens és lamináris áramlásra utaló bélyegek találhatók. A mátrix és a klasztok nem nyírtak, nem zúzottak, nincsenek rajtuk vetőkarcok. Szöveve mátrixvázú.

Mindezek alapján összevethetők és értelmezhetőek a Budaörsi-hegységben megfigyelt jelenségek és a hidraulikus breccsásodás bélyegei. Ezek a következők:

– A kiindulási anyag: ideális, két gyökeresen eltérő reológiaiú kőzet, felső-eocén bryozoás-márga (mint injektálódó anyag) és triász dolomit (mint anyakőzet).

– A kiindulási szerkezetföldtani háttér: a késő-eocén tektonikailag-szeizmikusan aktív kompressziós budaörsi oldaleltolódásos zónában észlelhetőek a jelenségek.

– Extenziós tektonikai elemekhez kapcsolódik a breccsás előfordulások egyik része: rendszerint a hegygerinceken illetve hegylábak alján húzódó nagyobb márga-dolomit kontaktusokat érintette. Szöveve itt is mozaikos breccsás, a márga foltokhoz közeledve folyamatosan nő a kerekítettség, dúsul a mátrix, laminációkkal, apró vízkiszökési bélyegekkel éles határ nélkül jut a márgába (jigsaw és fluidizációs breccsa teljes ámenettel) (2a ábra; III/1. tábla). E zónák 1–2 méter szélesek, s ezen helyeken a dolomit/márga határ tektonikus, rendszerint tágulós, normál vetős jellegű (MAGYARI, 1994).

– A passzív üledékes felszínt, az eocén törmeléklejtőket fedő breccsákat mozaikbreccsás megjelenés jellemzi (II. tábla). A márga gyakran az alattuk lévő konglomerátumba is lejutott, valamint foltszerűen a triász dolomit felszínét 0,5–1,5 m mélységben áthatotta (I/1. tábla). Ez utóbbi esetében a dolomit klasztoknak az „érintetlen” triász anyakőzetből való kifejlődése folytonos, s lefelé a breccsák jellegét okozó vékony erecskék rövid szakaszon belül elhálnak (2. ábra). A triász felszín feltehetően hosszú ideig tartó kitérés vagy abrázió hatására üledékesen fellazulhatott (HAAS J. és KÖRÖS L. szóbeli közlése; WRIGHT et al., 1991). A márga már erre a preformált felszínre ülepedhetett le, s tovább feszíthette a már meglévő repedéseket.

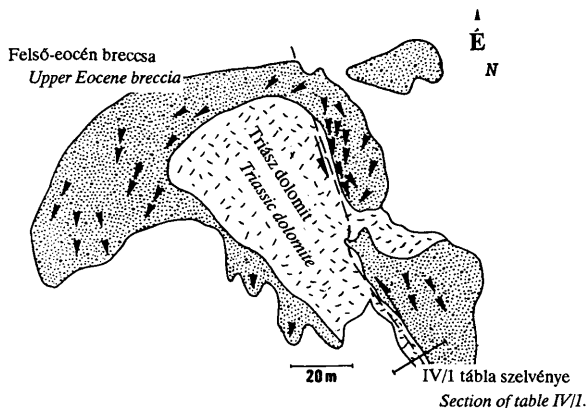
– A neptúni telérek falából injekciós teléreképződmények (2b ábra; III/2. tábla) indulnak ki. A vetők környezetében márgával átjárt (2c ábra; IV/1. tábla), ahol az egzotikus anyagnak számító kovásodott márga szövi át „kirakósjáték-szerűen”, néhány méter széles sávban a függőleges dolomitfalak felszínét.

Diszkusszió

Ősföldrajzi rekonstrukciók szerint a bryozoás márga ülepedése maximum 150 méter mély vízben zajlott, a maximális üledékvastagság pedig 50 méter lehetett (BÁLDI et al., 1983; SZTRÁKOS, 1983; KÁZMÉR et al., 1993). SIBSON (1985) szerint hidrosztatikus kiindulási folyadéknyomást feltételezve, a maximális nyomásnövekedés a mélységgel 1 bár/m. Az anyakőzetre átlagos tenziós erőt (tensile strength), 50 bárt véve (ETHERIDGE, 1983) az a minimális mélység amelyben már hidraulikus breccsásodás kialakulhat ötszáz méter. A bryozoás márga képződése idején számolható maximális vastagság irodalmi adatok szerint kevés a tényleges (tisztá) hidraulikus törés létrehozásához, azonban feltehetően elég ahhoz, hogy a preformált szerkezeti elemekben létrehozza a breccsásodást, azaz nem elsődleges hidraulikus törés történhetett.

A törési folyamat ugyanis egyik esetben sem vastag, töretlen szelvényt érintett. Vagy eleve áthalmozott üledékes eocén fedő breccsákat ért, vagy a triász dolomit fellazított felszínét, vagy tektonikus elemekhez, mint vetőzónákhoz, telérekhez, extenziós

árokperemekhez társult. Ez a körülmény enyhíti a fenti minimális képződési mélységre vonatkozó becsléseket. Ennek értelmében HULEN & NIELSON (1988) terminusa szerint az eredetileg üledékes breccsák esetében hidraulikusan újrabreccsásodott üledékes breccsákról, a már meglévő korábbi vetőzónák esetében pedig hidraulikusan újrabreccsásodott tektonikus breccsákról van szó.



4. ábra. Felső-eocén breccsa anyagú lejtő lerakódását irányító késő-eocén szinszediment eltolódás a budai-hegyi Odvas-hegyről (MAGYARI, 1991, 1994). A vetőzóna 3–4 méter szélességben márgával átítatódott (vö. IV/1. tábla).

Fig. 4. Late Eocene synsedimentary strike slip fault which influenced the deposition of an Upper Eocene breccia slope. The fault zone was injected by bryozoan marl (see also table IV/1.) (Odvas Hill) (MAGYARI, 1991, 1994).

Feltehetően ez utóbbi kategóriába tartozik a jelenséggel egyidejűleg lejátszódó késő-eocén vetőzónák breccsásodása is, hiszen az éppen keletkező törések is relatíve könnyebben támadható, preformált gyengeségi zónákat jelentettek egyben. Azaz a két folyamat kölcsönösen segíthette egymás működését.

Szintén preformált szerkezetnek tekinthetők az út-hegyi (helyi viszonylatban nagyobb méretű) injekciós telérek és breccsásodás is az eocén meszkő és a fedő bryozoás márga határán.

Amennyiben e folyamatok nem tekinthetők az átlagosnál kisebb nyomást igénylő breccsásodásnak vagy újrabreccsásodásnak, akkor, az alábbi feltételek legalább egyikének teljesülése esetén is lejátszódhatna a folyamat.

A márga ülepedése idején nagyobb volt a vízmélység és/vagy az üledékvastagság az eddig számítotttnál. Ebből következően az erózió, feltehetően az infraoligocén denudáció mértéke is erősebb volt az eddigi becslétnél és/vagy a késő-eocén felboltozódással járó

lejtőmenti tömegmozgások az eddig számítottnál jóval vastagabb üledékes összleteket szállítottak le az antiformok közötti árkokba.

Következtetések

A Budaörsi-hegyekben (a budaörsi oldaleltolódásos zónában) a késő-eocén bryozoás márga lerakódása közben injekciós teléreképződés, hidraulikus újbreccsásodás zajlott. Injektáló anyag a márga, anyaközete triász dolomit illetve eocén mészkő volt.

A hidraulikus törés a már leülepedett eocén breccsa anyagú törmeléklejtőket, a fedetlen triász felszínét illetve a nummuliteszes mészkövet érintette nem irányítottan, hanem foltszerű elterjedésben. Közös jellemzője a fenti előfordulásoknak, hogy „passzívak”, másodlagos a hidraulikus breccsásodás: a már fellazított, preformált képződményeket (üledékes breccsákat) érte a folyamat. Itt az eredeti szövet szemecskéi tere törés szempontjából is gyengései zónákat jelenthetett, ahol a kohézió sokkal kisebb, így a töréshez (pontosabban az újratöréshez) szükséges pórusfolyadék nyomása is alacsonyabb értéknél éri el a repesztéshez szükséges kritikus szintet, mint az üde, ép felszínek és homogén kőzettestek esetén lenne.

Irányítottan jelenik a breccsásodás a tágulások szerkezeti elemekhez, tenziós telérekhez, extenziós márga/dolomit kontaktusokhoz, vetőfalakhoz kapcsolódva (2a-c ábra). Ezek nagy része egyidejűleg keletkezett. A törés és a breccsásodás kölcsönösen segítette egymás kialakulását. Kisebb részben feltehetően már korábban meglévő vetőbreccsák is felújulhattak, márgával átítatódhattak.

A jelenség kiváltó oka a budai-hegységi eocén végi-kora-oligocén intenzív szerkezetalakulás volt. A breccsásodás ideje az injektálódó anyag, a bryozoás márga alapján pontosan behatárolható, legkésőbb annak közzétételével befejeződött, azaz lezárulhatott az eocén végén. Így a hidraulikus törés okozta márga injekció hiánya elkülönítési kritériumként is szolgálhat késő-eocénnél fiatalabb vetőzónák azonosításához (4. ábra, IV. tábla).

Köszönetnyilvánítás

Köszönetem szeretném kifejezni Christian MONTENAT-nak (IGAL, Párizs), HAAS Jánosnak és Korpás Lászlónak hasznos terepi tanácsaikért és a gondolatébresztő vitáikért.

A kézirat szakmai és formai áttekintéséért SZTANÓ Orsolyának és KÁZMÉR Miklósnak tartozom köszönettel.

Irodalom — References

- BALDI T., HORVÁTH M., KÁZMÉR M., MONOSTORI M., NAGYMAROSY A. & VARGA P. (1983): The Terminal Eocene Events - Field Guide to Eocene (Priabonian) - Early Oligocene (Kiscellian) profiles of Hungary, Visegrád Meeting, 75 p.
- BLANC, J.J. (1975): Ecroulements de falaises et chutes de blocs un littoral rocheux de Provence occidentale. - Geol. Médit., II (2): 75-90.

- BROCK, W. & ENGELDER, J. T. (1977): Deformation associated with the movement of the Muddy Mountain overthrust in the Buffington window, southeastern Nevada. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, 1667–1677.
- ENGELDER, J. T. (1974): Cataclasis and the generation of fault gouge. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, 1515–1522.
- ENGELDER, J. T. (1978): Aspects of asperity-surface interaction and surface damage of rocks during experimental frictional sliding. – *Pure Appl. Geophys.*, 116, 705–716.
- ETHERIDGE, M. (1983): Differential stress magnitudes during regional deformation and metamorphism: Upper bound imposed by tensile fracturing. – *Geology*, 11, 231–234.
- FLINN, D. (1977): Transcurrent fault and associated cataclasis in Shetland. – *J. Geol. Soc. London*, 133, 231–248.
- FODOR L., MAGYARI Á., KÁZMÉR M. & FOGARASI A. (1992): Gravity flow dominated sedimentation on the Buda paleoslope (Hungary). Record of Late Eocene continental escape of the Bakony unit. – *Geologische Rundschau*, 81/3, 695–716.
- HEDENQUIST, J. W. & HENLEY, R. W. (1985): Hydrothermal eruptions in the Waiotapu geothermal systems, New Zealand: Their origin, associated breccias and relation to precious metal mineralization. – *Econ. Geol.*, 80, 1640–1668.
- HUBBERT, M. K. & WILLIS, D. G. (1957): Mechanics of hydraulic fracturing. – *Trans. Inst. Min. Metall. Pet. Eng.*, 210, 153–166.
- HULEN, B. H. & NIELSON, D. L. (1988): Hydrothermal brecciation in the Jemez Fault Zone, Valles Caldera, New Mexico: Results from Continental Scientific Drilling Program Core Hole VC-1. – *Journal of Geophysical Research*, 93, B6, 6077–6089.
- ifj. DUDICH E. (1959): Paläogeographische und paläobiologische Verhältnisse der budapester Umgebung im Obereozän und Unteroligozän. – *Ann. Univ. Sci. Budapestensis de Rolando Eötvös nom., Sec. Geol.* 2, 53–87.
- JACKSON, R. E. & DUNN, D. E. (1974): Experimental sliding friction and cataclasis of foliated rocks. – *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.* 14, 235–249.
- KÁZMÉR M., MONOSTORI M. & ZÁGORŠEK K. (1993): Életközösségek a felsőeocén budai lejtőn (előzetes közlemény). Benthic communities on the Upper Eocene slope at Budapest, Hungary. A progress report. – *Őslénytani Viták*, 39, 79–89.
- LOWE, D. R. (1975): Water escape structures in coarse grained sediments. – *Sedimentology*, 22, 157–204.
- LOWE, D. R. (1976): Subaqueous liquified and fluidized sediment flows and their deposits. – *Sedimentology* 23, 285–308.
- MAGYARI Á. (1991): Késő-eocén üledékképződés és tektonika kapcsolata a Budai-hegységben. ELTE Általános és Történelmi Földtani Tanszék, Budapest, Szakdolgozat 66 p. [Late Eocene sedimentation and tectonics in the Buda Hills. Unpublished thesis. Eötvös University, Department of Geology, Budapest.]
- MAGYARI Á. (1994): Késő-eocén sztrazpresszió a Budai-hegységben. – *Földtani Közöny* 124/2–3 (sajtó alatt)
- MÉSZÁROS K., CSÁNYI V. & HORVÁTH P. (1993): Farkas-hegy. Terepnyakörzeti jelentés, ELTE Földtani Tanszék, 34.o., térképmellékletel.
- MCCALLUM, M. E. (1985): Experimental evidence for fluidization processes in breccia pipe formation. – *Econ. Geol.*, 80, 1523–1543.
- MONOSTORI M. (1965): Paläoökologische und Faziesuntersuchungen an den Obereozän-Schichten in der Umgebung von Budapest. – *Annales Univ. Sci. Budapest. Sect. Geol.*, 139–149.
- MONTENAT, C., BARRIER, P. & OTT D'ESTOUV, P. (1991): Some aspects of recent tectonics in the Strait of Messina, Italy. – *Tectonophysics*, 194, 203–215.
- MONTENAT, C., OTT D'ESTOUV, P. & MASSE, P. (1987): Tectonic-sedimentary characters of the Betic Neogene Basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain). – *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitane* 11, 1–22.

- PAVLOW, A. W. (1896): On dikes of oligocene sandstone in the Neocomian clays of the district of Alatyir in Russia. – *Geol. Mag.*, 4/3, 49–53.
- PHILLIPS, W. J. (1972): Hydraulic fracturing and mineralization – *J. Geol. Soc. London* 128.
- PRICE, N. J. & COSGROVE, J. W. (1990): Analysis of geological structures. Cambridge University Press, 502p.
- REYNOLDS, D.L. (1954): Fluidization as a geological process, and its bearing on the problem of intrusive granites. – *Am. J. Sci.*, 252, 557–613.
- SECOR, D. (1965): Role of fluid pressure in jointing. – *Am. J. Sci.*, 263, 633–46.
- SECOR, D. (1969): Mechanics of natural extension of fracturing at depth in the earth's crust. – *Geol. Surv. Canada, Paper* 68–52, Research in Tectonics, 3–48.
- SIBSON, R.H. (1985): Stopping of earthquake ruptures at dilational fault jogs. – *Nature*, 316, 248–251.
- SIBSON, R. H. (1986): Brecciation process in fault zones: inferences from earthquake rupturing. – *Pure Appl. Geophys.* 124, 156–175.
- SZTRÁKOS K. (1983): Le genre *Uvigerina* (foraminifère) dans la Paléogène de la Hongrie. – *Revue de Micropaléontologie* 26/2 132–142.
- TERZAGHI, K. (1947): Shear characteristics of quicksand and soft clay. – *Proc. 7th Tex. Conf. Soil Mech. Found. Eng.* 1–10.
- VACHARD, D., BARRIER, P., MONTENAT, C. & OTT D'ESTOUVOU, P. (1987): Dykes neptuniens, brèches internes et éboulis cimentés des escarpements de faille du Déroit de Messine au Plio-Quaternaire – *Doc. Trav. Inst. Géol. A. de Lapparent*, 11, 127–141.
- WEIN Gy. (1977): A Budai-hegység tektonikája. [Tectonics of the Buda Hills.] MÁFI Alkalmi Kiadvány, Budapest, 55 p.
- WILCOX, R. E., HARDING, T. P. & SEELY, D. R. (1973): Basic wrench tectonics. – *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 57, 74–96.
- WRIGHT, P. V., ESTEBAN, M. & SMART, P.L. (1991): Palaeokarsts and palaeokarstic reservoirs. – Postgraduate Research Institute for Sedimentology, University of Reading, Short Course, 88p.

I. tábla – *Plate I*

I/1. tábla. Breccsásodott triász dolomit. A szemcsék közötti hézagot eocén bryozoás márga tölti ki (Odvas-hegy).

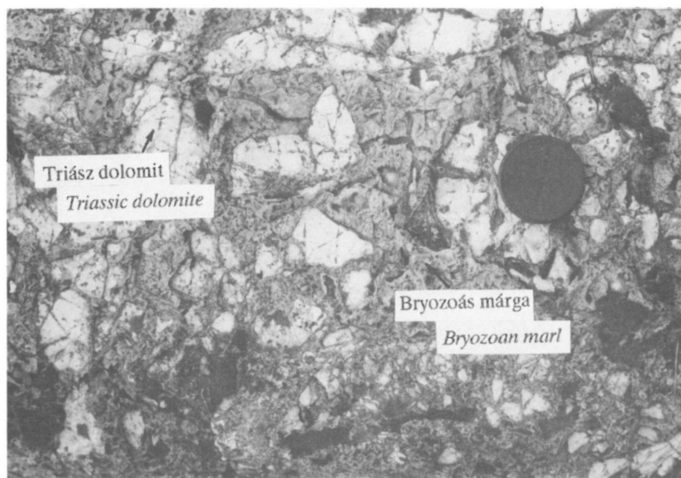
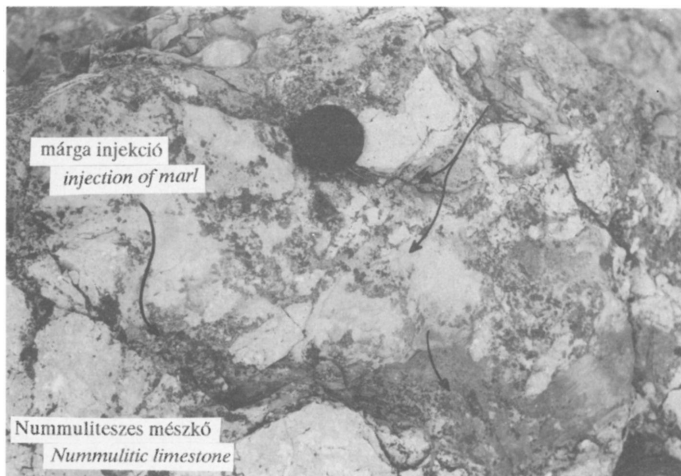
Plate I/1. Brecciated Triassic Main Dolomite. The infill is bryozoan marl.

I/2. tábla. Bryozoás márga anyagú injekciók nummuliteszes mészkőben az út-hegyi diszkordancia felület mentén (Út-hegy).

Plate I/2. Small injection dykes were filled by bryozoan marl in Nummulites limestone (Út Hill).

I. tábla

Plate I



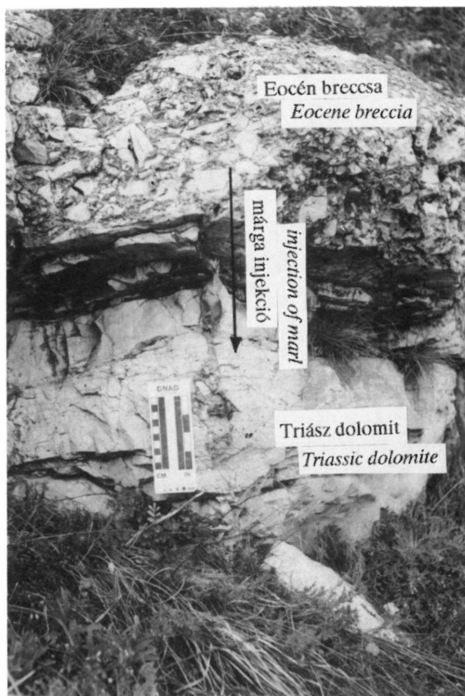
II. tábla – *Plate II*

II. tábla. Eocén breccsa hidraulikus újrabreccsásodása. Az klasztok közti teret az eredeti dolomit homok helyett bryozoás márga tölti ki. A márga a feké triász dolomitba is behatolt (Odvas-hegy).

Plate II. Hydraulically rebrecciated Upper Eocene breccia. The infill is bryozoan marl which also injected into the Triassic basement (Odvas Hill).

II. tábla

Plate II



III. tábla – *Plate III*

III/1. tábla. Extenziós jellegű triász dolomit/bryozoás márga kontaktus. A dolomit mellett még mozaik szövetű, szögletes szemcsésű breccsa fokozatosan mátrixvázúvá, kerekítetté válik a márga felé. A szövet kialakulásában már a folyósodásnak (fluidizációnak) is szerepe volt (Törökugrató).

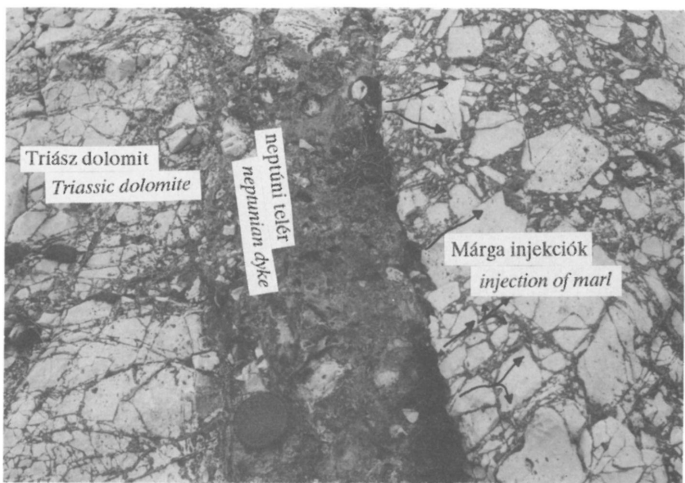
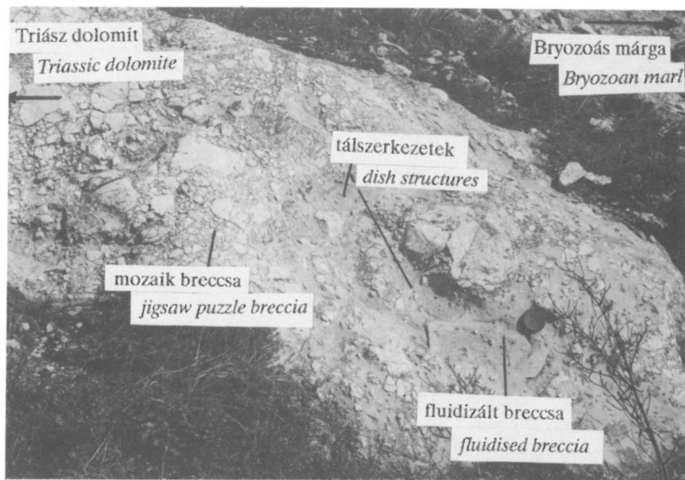
Plate III/1. Section of the contact of dolomite and marl. The texture of the breccia near the marl is fluidized type. Towards the dolomite it gradually becomes jigsaw puzzle type (Török Hill).

III/2. tábla. Bryozoás márgával kitöltött neptúni telér csapását követő injekciós telérhálózat. A telérhálózat anyagát a neptúni telér adja (vö. 2b ábra) (Odvas-hegy).

Plate III/2. Late Eocene neptunian dyke filled by bryozoan marl. The host rock is Triassic dolomite. Note the hydraulic brecciation of the dolomite in consequence of injection of the marl along the strike of the dyke (Odvas Hill).

III. tábla

Plate III



IV. tábla – Plate IV

IV/1. tábla. Bryozoás márgával átitatott, késő-eocén szinszediment oldaleltolódásos zóna (Odvas-hegy) (vö. 4. ábra)

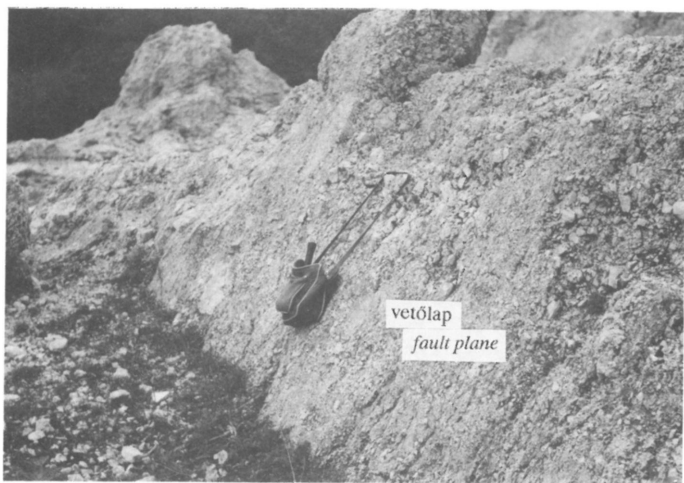
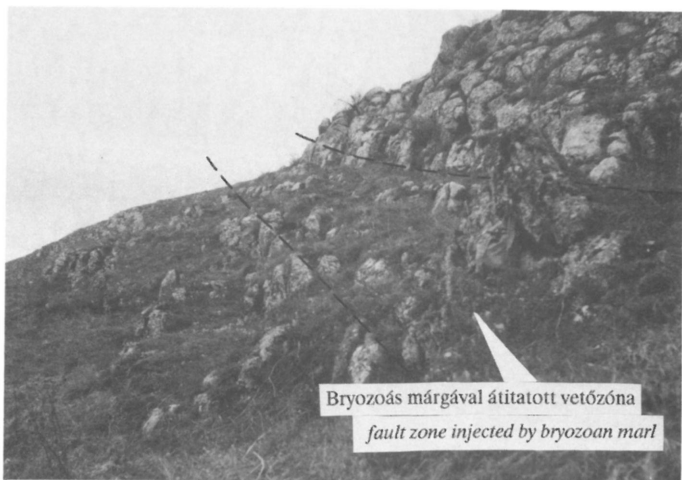
Plate IV/1. Late Eocene synsedimentary strike slip zone was injected by bryozoan marl (see also Fig. 4.) (Odvas Hill).

IV/2. tábla. Eocénnél fiatalabb vetőzóna. A márgás átitatás hiányzik, s ez jó kritériumul szolgál a késő-eocén és poszt-eocén vetőzónák elkülönítésében (Odvas-hegy).

Plate IV/2. Young, post-Eocene fault zone in the Budaörs Hills. Note the lack of Upper Eocene bryozoan marl injections. This phenomenon gives a basis for fault separation in the Southern Buda Mountains.

IV. tábla

Plate IV



Talaj-vékonycsiszolatok mikroszkópi vizsgálata

Microscopic study of soil thin sections

SZENDREI Géza¹

(1 táblázat és 2 fényképtábla)

Abstract

A petrological method, the microscopic investigation of thin sections was widely used in soil science as well, called soil micromorphology. This method and the achievements are slightly known for the earth scientists in Hungary. A brief outline of the method, the aspects of description, and its application in general and applied soil science are given. For the application of micromorphology in Hungary the author's data are shown on the relationship between the micromorphological characteristics and soil formation, i.e. the occurrence and nature of ferruginous and manganiferous nodules and hidromorphic influence, as well as of clay coatings and the degree and type of salinization and alkalization in soils.

Összefoglalás

Egy közzétani módszert, a vékonycsiszolatok mikroszkópi vizsgálatát a talajtanban is széles körben alkalmazták; ez a talaj-mikromorfológia. A hazai földtani szakemberek előtt e módszer és a vele elért eredmények kevésbé ismertek. A dolgozat rövid, összefoglaló áttekintést ad e módszer technikájáról, a mikroszkópi leírás szempontjairól, és általános, valamint alkalmazott talajtani alkalmazási lehetőségeiről. A mikromorfológia hazai alkalmazását a szerző vizsgálati adatai alapján mutatja be a mikromorfológiai jellemzők és a talajképződési folyamatok összefüggéséről, így pl. a vaskiválások és a hidromorf hatás, valamint az agyagbevonatok előfordulása és a szikesedés foka, és a szikes talajok típusa között.

Key words: chernozem, meadow, solonchak, meadow solonetz soils, soil micromorphology, soil thin section.

¹Szendrei Géza, Magyar Természettudományi Múzeum Ásvány- és Kőzettára, 1088 Budapest, Múzeum krt. 14/16.

Bevezetés

A talajtan története folyamán szerves kapcsolatban volt a geológiával, részben e tudományból fejlődött ki, és kialakulásának kezdetén sokáig attól szerkezetiileg sem különült el. E történeti kapcsolódáson túl, az utóbbi évtizedekben megfigyelhető a föld- és a mezőgazdasági tudományok (ezen belül a talajtan) egymásfelé fordulása. Hazánkban is megvolt a törekvés az agrogeológia modern szemléletű újragondolására (ZENTAY, 1980), amelyben megfogalmazott célok közül több valóra vált, illetve megvalósítás alatt van.

Ehhez kapcsolódva mindenképpen indokolt a talajtan földtudományokban gyökerező és számos, jelenleg is ilyen vonatkozással bíró, dinamikus fejlődő szakterületeinek ismertetése, a földtudományi szakközönség számára,

Ilyen szakterület a talaj-mikromorfológia, ami a bolygatatlan szerkezetű talaj mikroszkópi vizsgálatát jelenti. Ezen belül egyik, legelterjedtebb és klasszikus technikája a talaj-vékonycsiszolat polarizációs mikroszkópi vizsgálata,

A talaj-mikromorfológia eredményeinek megismerésére a hazai talajtani szakközönségnek bizonyos mértékben volt lehetősége.

Az első hazai talaj-vékonycsiszolat előkészítése és értékelése VENDL Aladár nevéhez fűződik (BIDLÓ Gábor személyes közlése). A módszer hazai újra indítása előbb ARANY (1943) majd RÓZSAVÖLGYI és STEFANOVITS (1960) érdeme. A hatvanas évek közepétől a hazai talaj-mikromorfológiai kutatásokat főként a szerző folytatta (GEREI és SZENDREI, 1974; SZENDREI, 1970, 1978b, 1980, 1982, 1984, 1988, 1989, 1990a-c). Részletesebb információk a hazai mikromorfológiai kutatások történetét összegző anyagban található (SZENDREI és MOROZOVA, 1989).

A továbbiakban e munka igen tömören foglalja össze a talaj-mikromorfológia lényegét, technikáját, terminológiáját és a talajtani alkalmazási lehetőségeit, (a fosszilis talajok vizsgálatát kivéve) amire néhány hazai példát is bemutatunk. A talaj-mikromorfológia a talajtan egyik rohamosan fejlődő, de a talajtanon belül viszonylag szűk területe. Ez azonban így is azt jelenti, hogy az eredményeit ismertető, főként külföldi tudományos közlemények száma több ezer, így ennek monografikus feldolgozása is könyvnyi terjedelmű. Ebből következően e munka korlátozott terjedelme miatt a figyelemfelkeltés szándékával ennek az anyagnak csak a töredékére, válogatott részére utalhat.

Módszerek

A talaj-vékonycsiszolat készítésének technikája a kőzet-vékonycsiszolat készítés módszereiből fejlődött ki. Alapvető különbség azonban az, hogy a talajoknál minden esetben szükséges a laza anyag szilárdítása. A talaj-vékonycsiszolat készítés lényeges munkafázisai a következők: bolygatatlan szerkezetű mintavétel, a talaj kiszáritása, a talaj szilárdítása, rész minta levágása, a rész minta egyik oldalának simára csiszolása, tárgylemezre ragasztás, a minta megfelelő vékonyságúra csiszolása, fedőlemez felragasztása.

Az a bolygatatlan szerkezetű talaj-mintavétel különböző méretű mintavető csövekbe vagy dobozokba történik, amit a talajtani módszertkönyvek ismertetnek. (BALLANEGGER, és DI GLÉRIA, 1962; SZABOLCS, 1966).

A nedves talaj átitatására csak néhány impregnálószer alkalmas, ezért általában szükséges a minta előzetes kiszáritása. A kiszáritást többnyire 40 °C-on végzik, több napon keresztül. Magasabb hőmérsékletet a szerves anyag és a gélek változásának veszélye miatt nem alkalmaznak, A víztelenítés lehetséges többszörös acetonos kezeléssel, szobahőmérsékleten is.

A magasabb hőmérséklet elkerülésére már nem alkalmazzák a kőzetek esetében követett, olvasztott kanadabalzszammal történő átitatást, hanem hidegen szilárduló anyagokat használnak, így carbowaxt, epoxi- és legelterjedtebben a poliészter műgyantákat. A minél tökéletesebb átitatás elérésére az impregnálás vákuumban történik, hígítással csökkentett viszkozitású műgyantával. A polimerizáció időtartamát több napra, illetve hétre állítják be, amely idő alatt a gyantából a hígítószer feleslegét kipárologatják.

Az átitatószer esetében az említettekén túl még számos más követelmény is van, így pl. ne legyen zavaró kölcsönhatásban a talajjal, keményedés alatti zsugorodása kicsi, optikai tulajdonsága (átlátszóság, törésmutató, izotrópia) megfelelő legyen. A megkeményedett gyantából pár mm-es lemezt vágnak le, amelynek technikája és a lemezke felületének simára csiszolása és elvékonyítása lényegében a kőzet-vékonycsiszolat készítés módjával egyezik meg. Lényeges különbség csak abban van, hogy az agyagszemcsék kiiszapolódásának elkerülésére nedvesítő folyadékként a csiszolásnál nem vizet, hanem különböző olajakat alkalmaznak,

A minta tárgylemezre ragasztása sem kanadabalzszammal, hanem hidegen keményedő műgyantákkal történik, A talaj-vékonycsiszolat mérete eltér a kőzet-csiszolatok méretétől, 5–20 cm², sőt az ún. mammut-méretű csiszolat 8×15 cm (120 cm²-es). Az ilyen nagy méretű csiszolat elkészítése általában csak géppel történik,

A talaj-vékonycsiszolatok vastagsága a vizsgálat céljától függően 15–70 μm között változik.

A talaj-vékonycsiszolat készítés technikájának részletes ismertetésére itt nincs mód, ezt tárgyalja a külföldi (ALTEMÜLLER, 1962; BREWER, 1964; CENT és BREWER, 1971; DOBROVOLSZKIJ és FITZPATRICK, 1983, 1984; JONGÉRIUS és HEINTZBERGER, 1963; MURPHY, 1986) és bizonyos mértékig a hazai szakirodalom (RÓZSAVÖLGYI és STEFANOVITS, 1960; SZENDREI, 1970, 1980).

Terminológia és leíró rendszer

Az önálló talaj-mikromorfológiai terminológiára vonatkozólag KUBIENA (1938) alapvető munkájától kezdve számos leíró rendszert dolgoztak ki (BREWER, 1964; BULLOCK et al, 1985; DOBROVOLSZKIJ, 1983; FITZPATRICK, 1984; PARFENOVA és JARILOVA, 1977). Az alábbi fő kategóriák közlése (főként BULLOCK et al., 1985 alapján) legalább egy vázlatos kép kialakításának lehetőségét célozza.

1. Mikroszerkezet,
11. Szerkezeti elemek és aggregátumok (a további jellemzés szempontjait a következőkben is zárójelben adjuk meg: típus, méret, aggregátság foka)
12. Pórusok (típus, méret, mennyiségi arány)
13. Mikroszerkezet típusa
2. Ásványi és szerves anyag

21. Durva méretű alkotórészek
211. Ásványi vázszemcsék (ásvány fajtája, mérete, mállottsága)
212. Kőzettöredékek (kőzet típusa, mérete, mállottsága)
213. Szerves maradványok (típusa, mérete, elváltozása)
214. Szervetlen maradványok (típusa, mérete, elváltozottság foka)
215. Műtermékek
22. Finom szemcsés anyag
221. Ásványi anyag
222. Szerves anyag
23. Az alapanyag kettőstörő szemcséinek orientációja
24. Durva és finom szemcsék aránya és eloszlásának típusa
3. „Talajtani jelenségek” (egyres talaj alkotórészek koncentrálódása és szeparálódása), amelyek a következők lehetnek:
 31. Texturális (típusa, mérete, rétegzettsége, színe, gyakorisága stb.)
 32. Kilúgzási (típusa, anyaga, színe, mérete, határvonal, élessége, gyakorisága).
 33. Kristályos (típusa, mérete, belső szerkezete, gyakorisága). Ide sorolják pl. az agyagbevonatokat, a kalciumkarbonát- és gipszkiválásokat
 34. Amorf vagy rosszul kristályos (típusa, mérete, alakja, belső szerkezete, határvonalának élessége, gyakorisága). Ide tartoznak pl. a vas- és mangánkiválások
 35. Szerkezeti (típusa, mérete, alakja, határvonal élessége, gyakorisága)
 36. Excrementumok (fajtája, alakja, anyaga, mérete, aránya, öregedésének mértéke)
 37. Összetett
 38. Töredékes, illetve degradálódott „talajtani jelenségek”

A kialakított módszer a talajtan számos területén alkalmazható.

Általános talajtani alkalmazások

A talajokban előforduló ásványok meghatározására főként a röntgendiffrakciót és a termikus elemzést alkalmazzák, de a kőzetekhez hasonlóan egyes ásványok vékonycsiszolatokban polarizációs mikroszkóppal is meghatározhatók. A talajmikromorfológiai kézikönyvek is tartalmazzák ennek megfelelően, bár különböző mértékben az ásványok optikai sajátosságait. E jellemzők részletes ismertetése BREWER (1964) és Bullock et al. (1985), valamint FITZPATRICK (1984) munkájában található meg.

A transzmissziós és a pásztázó elektronmikroszkópia bekapcsolódása a mikromorfológiai kutatásokba jobban lehetővé tette a kristálymorfológiai vizsgálatokat is, és így, – valamint a mikroszondákkal a kémiai összetételről nyert adatokon keresztül – az ásványi milyenség meghatározását. E módszereket különösen eredményesen alkalmazták a sókiválás jellemzésére (ESWARAN és SHOBA, 1983; TURSINA, 1980).

A mikromorfológiai vizsgálat alkalmas az ásványszemcsék méretének meghatározására is. A különböző mikromorfológiai rendszerek (BREWER, 1964; BULLOCK et al., 1985; DOBROVOLSZKIJ, 1983; FITZPATRICK, 1984; PARFENOVA és JARILOVA, 1977) a mérettartományok határértékeit némileg különbözően adják meg.

A mikromorfológiai leírások elsősorban morfológiai alapon szentelnek figyelmet az ásványok mállásának (BULLOCK et al., 1985; FITZPATRICK, 1984; STOOPS et al., 1978).

A mikromorfológia talajkémiai vonatkozású felhasználására is törekedtek. Kezdetben a technikai korlátok miatt természetesen erre csak közvetett lehetőség volt, így a mikromorfológiai sajátosságokat a talajok anyagfogalma (pl. az agyag, a vas, a mangán és a kalcium-karbonát mozgás) szempontjából értékelték.

A technikai lehetőségek fejlődése lehetővé tette az egyes mikromorfológiai sajátságok kémiai összetételének legalább is részbeni meghatározását. Így pl. festési módszerekkel kimutatható a kalcium-, illetve a vas- vagy a mangántartalom (CONWAY és JENKINS, 1978).

A mikroszondával kombinált elektronmikroszkópia alkalmazása e területen tág lehetőségeket nyitott meg. E metodika nemcsak az egyes mikromorfológiai sajátságok kémiai összetételének egzakt meghatározását teszi lehetővé, hanem az ezeken belüli elemeloszlását is. Az ilyen irányú vizsgálatok lehetőségeinek több összefoglalását is adták (ESWARAN és SHOBA, 1983; RAUTUREAU és STEINBERG, 1987; STOOPS, 1974) valamint korszerű, teljes körű feldolgozását is (BISDOM, 1981; BISDOM és DUCLOUX, 1983). Az elemeloszlás meghatározására felhasználták a mikroradiográfiát is (DREES és WILDING, 1983).

E metodika lehetővé tette a környezetvédelmi kérdések megoldásában történő felhasználást is (BISDOM et al., 1981; PAGLIAI et al., 1983) hiszen lehetőség van a szennyező elemek eloszlásának meghatározására, lokalizálására.

A talajfizikában a mikromorfológia egyik alapvető alkalmazási területe a pórusok vizsgálata. A fő szempontok itt a pórusok mennyisége, nagyság szerinti eloszlása és elsősorban a pórusok morfológiai vizsgálata.

A mikromorfológia másik lényeges felhasználási területe a talajszerkezet vizsgálata. A mikromorfológia és speciálisan a mikrofotometria elsősorban a szerkezeti elemek, aggregátumok morfológiai jellemzésére képes, megadva ezeknek méret szerinti eloszlását és mennyiségét is. A fentiekkel keresték az összefüggéseket a képződési folyamatokkal, de a talajképződésen túl megfigyelték e jellemzőkre a talajművelés, a talajjavítás és az öntözés hatását is.

A pórusok és a szerkezeti elemek vizsgálata nyilvánvalóan átvezet a talaj vízgazdálkodásához, amire közvetlen vizsgálatok is voltak, pl. folyási irányok (BOUMA és WÖSTEN, 1979), valamint a vízvezető és vizet nem vezető pórusok vizsgálata festési eljárásokkal, (BOUMA et al. 1977; BOUMA et al., 1979; BOUMA és JONGERIUS, 1979; JONGERIUS et al., 1979; FITZPATRICK, 1984).

A vizsgálat technikája és így lehetőségei is időközben változtak. A közvetlen mikroszkópi vizsgálaton túl az első továbblépés a fluoreszcenciás festékekkel kevert impregnáló gyanta alkalmazása volt felületi csiszolatok kiértékelésénél (WERNER, 1962). A vékonycsiszolatokban történő pórusvizsgálatoknál alkalmazták a kivetítő ernyőket, amelyekről fényképeket készítettek. Ezen az úton alakult ki a mikrofotometria módszere (KUBIENA, 1967),

Döntő lépést jelentett a mikroszkóphoz kapcsolt, televíziós és elektromos értékelő rendszerek alkalmazása, ami nagyságrendekkel gyorsabb és pontosabb meghatározást tett lehetővé.

A talaj-mikromorfológia lehetőségeket nyújt a talajbiológiai kérdések megoldásánál is.

Egyes faunacsoportok vizsgálatánál különösen jelentős segítséget nyújtott a mikromorfológia így a Fungi és az Actinomycetes *in situ* és *in vivo* vizsgálatánál. Esetenként a faunaszukcessziók megállapítását is lehetővé teszi.

A mikromorfológia alkalmas a biológiai aktivitásról is képet adni, hiszen az aggregátumok és szerkezeti elemek vizsgálatának egyik kézenfekvő eszköze, amelyek jól tükrözik a talaj biológiai aktivitását is.

A talajmikromorfológia lehetővé teszi a humuszformák meghatározását, KUBIENA 1964-ben megjelent munkájában már 18 humuszformát különített el.

A talajban előforduló szerves maradványokból következtetni lehet a kiinduló anyagra (pl. faj, szövet). A mikromorfológiai vizsgálatok segítségével követni lehet a szerves maradvány, a szövet, a sejt lebontásának, lebomlásának fokozatait is.

A keletkező humuszformát a környezeti tényezők (fizikai, kémiai, biológiai) is befolyásolják, így ez is tükrözi a talaj biológiai aktivitását.

A humuszforma a termőhely jelzője is lehet az erdő- és a mezőgazdasági ökológiában (BABEL, 1975).

A humuszforma az emberi tevékenységet is tükrözi, pl. legelőnél a művelés jellegét (BARRATT, 1967).

A szerves anyag mikromorfológiájának részletes és korszerű feldolgozását BABEL (1975) munkája adja.

A talaj-mikromorfológiai jellemzők talajgenetikai szempontok szerinti értékelése már hangsúlyosan szerepelt a rendszer megteremtőjének, KUBIENÁNAK első, *Micropedology* című munkájában. A talajgenetikai értelmezés következetesen és tovább fejlesztve jelenik meg *Entwicklungslehre des Bodens* c. könyvében.

BREWER (1964) munkája újabb ugrásszerű fejlődést hozott a talaj-mikromorfológiában, amely rendszeresen keresi és tárja fel a kapcsolatokat a mikromorfológiai sajátságok és képződési folyamataik között.

A talaj-mikromorfológiai talajgenetikai értelmezésére a szovjet iskola is kihangsúlyozott figyelmet szentelt, elég itt talán csak két összefoglaló munkára utalni (ROMASKEVICS és GERASZIMOVA, 1982; TARGULJAN, 1983)

A talajgenetikai értékelés alapvetően két oldalra támaszkodik. Egyrészt annak az értelmezésére, hogy melyek a mikromorfológiai sajátságoknak a képződési folyamatai, másrészt az egyes talajképződési folyamatokhoz (pl. podzolosodás, gleyesedés) milyen mikromorfológia jellemzők összessége tartozik.

Az egyes mikromorfológiai sajátságok és képződésük között számos összefüggést ismertek fel. Így a képződési folyamatok és a szerkezeti elemek, a porozitás, a humuszformák, az ásványi vázszemcsék, talaj-alapanyag milyensége, kettőstörő szemcséinek orientációja, a talaj szövete, a talajpórusok, az aggregátumok és a koncentrációk és szeparálódások mikromorfológiai jellemzői között. Így a képződési folyamatokra következtek az

- agyagszeparálódások fajtájából, morfológiájából, rétegzettségéből, megjelenési helyéből,
- a vaskiválások típusából, morfológiájából, szerkezetéből, határvonalának élességéből, méretéből, megjelenési helyéből,
- a karbonátkiválások típusából, morfológiájából, méretéből, határvonalának élességéből, belső szerkezetéből, megjelenési helyéből stb.

A mikromorfológia esetenként alkalmas a folyamatok sorrendiségének megállapítására is.

A mikromorfológiai vizsgálatok talajgenetikai és a talajok anyagforgalma szempontjából történő értékelésével foglalkoztak elsősorban a szerző munkái is (SZENDREI, 1970, 1978 b, 1980, 1982, 1984, 1988, 1989a,b, 1990).

A mikromorfológiai sajátosságok és képződési folyamataik közötti összefüggéseket részletes kifejtését is adja Szendrei (1989b) dolgozata. A hazai talajok ilyen irányú vizsgálataiból itt csak néhány példát említünk meg (1. táblázat).

A legkézenfekvőbb, a számos példa közül az ún. koncentrációadások és szeparálódásokét.

A pórusok menti agyagbevonatok és kitöltések a hazai szolonyec talajokban, különösen azok B-szintjében jellemzőek (I. tábla, 1. ábra), míg mind az alföldi nem szikes talajokban (pl. csernozjom talajok), mind pedig a sófelhalmozódással jellemzett szolonszaks talajokra nem jellemzőek. Ez a jelenség a szolonyec talajokban az agyag bizonyos mértékű mobilizálódására utal, ami a nátriumionoknak a talajoldatban és az adszorpciós komplexumban megfelelő mértékig történő felhalmozódása okozta diszpergálódással magyarázható. A csernozjom talajokban ezek a feltételek nincsenek meg, míg a szolonszaks talajban a sófelhalmozódás olyan mértékű, ami az agyagszemcsék koagulációjához, immobilizálódásához vezet,

A vaskiválások mikromorfológiai sajátosságai a vasvegyületek mobilizálódására, majd kicsapódására, ezen belül egy redukciós, így legalább is nagymértékben vízzel telített szakaszra utalnak. A vaskiválások mikromorfológiájából tehát a talajt ért hidromorf hatásra is lehet következtetni. A Zagyva-Tisza-szögi réti talajból, a 2. ábrán bemutatott barna színű, alapanyagot cementáló vaskiválás pl. erős hidromorf hatásra utal.

A kalcium-karbonát is számos formában fordulhat elő a talajban a vázszemcsék mellett, pórusok menti bevonatként, az alapanyagban koncentrációadásként, az alapanyagban elszórt mikrokrisztályokként, illetve ezek cementálódásaként stb., amely változatosság főként a hazai csernozjom talajokra jellemző. A II. tábla 1. ábrája mészlepedékes csernozjom talajban egy foltszerű, alapanyagot cementáló kiválást mutat be.

A szövettípus változásából is lehet talajképződési folyamatokra következtetni. A szology talajokban az A- (pontosabban A₂-) szintben fakó színű, poros foltok, csíkok, illetve rétegek fordulhat elő, amely a talaj egyik elkülönítő bélyege. A mikromorfológiai vizsgálatok azt mutatják, hogy a csík az ásványi vázszemcsék halmazából áll (II. tábla, 2. ábra), arra utalva, hogy a vázszemcsék között az alapanyag lebomlott, onnan kimosódott és a vázszemcsék relatíve felhalmozódtak.

Amint azt az előzőekben már említettük, a talajképződési folyamatok és az ehhez kapcsolódó mikromorfológiai sajátosságok összegzésére számos munka született. Annak tárgyalása, hogy az egyes mikromorfológiai sajátosságok az adott talajtípusra mennyire jellemzők, már átvezet a talaj-mikromorfológia felhasználhatóságára a talajosztályozás-ban.

Felmerült a mikromorfológiai jellemzők talajosztályozási kritériumként való felhasználása is.

KUBIENA (1953) a mikromorfológia módszerének kidolgozója, európai talajrendszerében a vizsgálati módszert is felhasználta.

Legtöbb esetben megadta az adott talaj mikromorfológia jellemzőit is, de besorolási kritériumként csak néhány esetben írta elő, abból a megfontolásból, hogy azok is alkalmazhatók a rendszerét akinek a vizsgálatra nincs lehetősége (KUBIENA, 1948, 1953, 1958).

Az ausztráliai talajosztályozási rendszer is részletes mikromorfológiai jellemzését adja az egyes talajoknak (STACE et al., 1968; BREWER et al., 1983).

Az Amerikai Egyesült Államokban használt talajosztályozási rendszerrel részletesen áttekintették az egyes diagnosztikai szintek illetve rendek mikromorfológiai jellemezhetőségét (DOUGLAS és THOMPSON, 1985). Az amerikai talajrendszeren diagnosztikai színjeinek további tagolását adta FITZPATRICK (1984) a mikromorfológiai kutatások alapján. E talajrendszerben, és több más talajosztályozási rendszerrel is (BULLOCK, 1974; Canada Soil Survey Committee, 1978; Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland, 1985) egyes rendszertani kategóriáknál besorolási kritériumként írták elő az agyagbevonatok adott mennyiségét. A fentiekén túl, áttekintve még számos más talajosztályozási rendszert is, megállapítható, hogy besorolási kritériumként mikromorfológiai sajátosságokat csak ritkán írtak elő. Ez a tény nemcsak arra utalhat, hogy a mikromorfológiai sajátosságok nem alkalmasak e célra hanem arra is, hogy nem az osztályozási rendszerek megfelelő szintjén próbálták beépíteni azokat.

A talaj-mikromorfológia talajföldrajzi vonatkozásainak legjobb feldolgozását e módszer úttörőjének, KUBIENÁK utolsó (1970), *A talajföldrajz mikromorfológiai vonatkozásai* című könyve adja. E szerző a talajfejlődés mikromorfológiai jellemzőkből való interpretálására egy morfogenetikus szemléletet ad, amely a talajtakaró globális feldolgozásán keresztül köti a talajmikromorfológiát a talajföldrajzi összefüggésekhez. A könyv a szerző hatalmas tapasztalatokkal rendelkező életútjára támaszkodva tárgyalja e kérdést a fő talajzónák jellegzetes talajaira, így a mérsékelt zónától a mediterrán talajokon keresztül a szubtrópusi, trópusi zóna talajáig, így beleértve mind a síkvidéki, mind a hegyvidéki talajokat is.

Alkalmazott talajtani felhasználás

Az utóbbi években a mikromorfológiai vizsgálatokat számos alkalmazott talajtani probléma megoldásánál is felhasználták.

A mechanikai talajjavítási eljárásoknál mind a vakondrétegzés, drénezés, altalaj lazítás és mélyszántás esetében, illetve a kémiai talajjavításnál tőzeggel, valamint erdőtelepítéseknel iszappal történő javításnál is alkalmazták a mikromorfológiát a javítás hatásának és időtartamának kimutatására (főleg a talajszerkezet és az alkotórészek mobilizálódásának változását követve) (COLLINS és COYLE, 1980; JONGERIUS, 1983).

A szerves- és műtrágyákkal végzett kísérleteknél a mikromorfológia segítségével főként a humuszformák és a talajszerkezet változását lehetett kimutatni (BARATT, 1967; MEDVEGYEV, 1981)

Az erózió és a talajvédelmi eljárások hatására a mikromorfológia segítségével elsősorban a talaj szerkezetében figyeltek meg különbségeket, így németországi bazalton kialakult vályogtalajok különböző mértékben erodált részeinél (BORCHERT és JONGERIUS, 1983), illetve az erózióval áthalmozott anyagnál is, Rer.dolls, Hapludalfs és Haplaquepts talajoknál (HILL, 1987). Különböző talajvédelmi eljárásokkal végzett kísérleteknél a felszínen képződő kérgék mikromorfológiai vizsgálata tovább finomította azok szerkezetéről és képződéséről rendelkezésre álló ismereteket (NORTON és SCHROEDER, 1987).

A mikromorfológia az öntözés talajokra gyakorolt hatásának vizsgálatánál is elsősorban a képződő felszíni kéreg (BISHAY és STOOPS, 1975; TURSINA, 1972;

VALENTIN és RUIZFIGUERO, 1986) és a szerkezetváltozás további jellemzésében segít (MATHIEU, 1978; TURSZINA, 1972).

Különösen alaposan vizsgálták az öntözés hatását a csernozjom talajokra (TURSZINA, 1988 összegzése), amikor is a szerkezet változása mellett karbonátosodást, glejjesedést, a finomdiszperz anyag optikai anizotrópiájának fokozódását, tehát az alkotórészek mobilizálódását állapították meg.

A talajművelés hatásának kimutatásánál a mikromorfológia a talajszerkezet részletesebb jellemzésével világos különbségeket mutatott ki a legelő-szántóföld, a szűzföld-szántóföld, az erdő-szántóföld művelési ág váltásakor (JONGERIUS, 1983; ALTEMÜLLER, 1952; MEDVEGYEV, 1981).

A szántóföldi művelés során alkalmazott különböző vetéscserék a talajban olyan változásokat hoztak létre, amelyek a mikromorfológiai sajátosságokat elsősorban a talajszerkezeténél befolyásolták, amint ezt egy hollandiai homokos vályogtalajon végzett kísérletek bizonyították (JONGERIUS, 1972, 1983). Az erdő hasznosítás esetén a telepített különböző fajok a talajok mikromorfológiai sajátágaiban is okoztak különbségeket így egy normandiai (Franciaország) Typic Hapludalf talajon tölgy-bükk-lucfenyő alatt változott a talaj humuszformája és a vasvegyületek és az agyag mobilizálódásának mértéke is (NYS et al., 1987).

A talajművelésnél alkalmazott különböző gépi művelési módok is olyan változásokat okoztak a talajokban, ami a mikromorfológiai sajátságokban is tükröződik, amit egy homokos vályogtalajon végzett vizsgálatok is kimutattak (BOUMA 1969; JONGERIUS, 1983).

Szervezeti keretek

A mikromorfológiai kutatások kiteljesedésével kialakították annak szervezeti kereteit is.

Az első nemzetközi mikromorfológiai konferenciát 1958-ban rendezték a Német Szövetségi Köztársaságban (ALTEMÜLLER és FRESE, 1962), amelyek egyre rendszerezesebben követték egymást: 1964: Hollandia (JONGERIUS, 1964), 1969: Lengyelország (PIENIAZEK, 1972), 1973: Kanada (RUTHERFORD, 1974), 1977: Spanyolország (DELGADO, 1978), 1981: Nagy-Britannia (BULLOCK és MURPHY, 1983), 1985: Párizs (FEDOROFF et al., 1987), 1988: Amerikai Egyesült Államok (DOUGLAS, 1989).

A Nemzetközi Talajtani Társaságon belül a 11. Világkongresszuson (Edmonton, Kanada, 1978) hagyták jóvá a B-Albizottság (Talajmikromorfológiai Albizottság) megalakulását.

Részen az albizottság tevékenysége eredményeképpen több kísérlet volt a különböző mikromorfológiai nevezéktanok párhuzamosítására (BREWER, 1964; BULLOCK et al., 1985; DOBROVOLSKIJ, 1983; DOUGLAS és THOMSON, 1985; FITZPATRICK, 1984; JONGERIUS és RUTHERFORD, 1979; PARFENOVA és JARILOVA, 1977; STOOPS et al., 1986). Az albizottság időszakos kiadványa a Newsletter, amelyben rövid összefoglalás jelent meg a magyarországi mikromorfológiai kutatásokról is (SZENDREI és MOROZOVA, 1989).

Az előzőekben bemutatott példák szemléletesen bizonyítják, hogy egy közzétanti módszerből ki- és továbbfejlődött és jelenleg is számos ásvány-közzetani vonatkozással bíró mikromorfológia a talajtan szinte mindegyik szakterületen alkalmazható és jelenleg is a talajtan dinamikusan fejlődő ága.

1. táblázat Mikromorfológiai jellemzők

Talajtípus		Mikroszerkezet		Ásványi és szerves alkotórészek												
		Pórusok típusa		Ásványok mérete	alapanyag		szövet									
					alapanyag k-szöveve		alapszövet									
				csatoma	repedés	üreg	illeszkedési pórusok	homok, durva	homok, finom	iszap	agyag	mul	orientálatlan vagy fedett orientációjú kristályos	elszigetelt folokban	egyenmű	bevonatos
Mészlepedékes csernozjom	A _{SZ}	k	r	igy	+	+	+	+	+	+				(+)	+	
	A	k	r	igy	+	+	+	+	+	+				(+)	(+)	+
	B	r	r	igy	+	+	+	+	+	+				(+)	+	
	C	ir	ir	igy	+	+	+				+			(+)	+	
Réti szolonyec	A	gy	gy		+	+			+							+
	B ₁	gy	gy		+	+						+				+
	B ₂	gy	gy		+	+						+				+
	BC	r	r		+	+					+					+
	C	r	gy		+	+	+			+				+		+
Szoloncsák	1	k	r		+				+		+					+
	2	k	r		+						+					+
	3	r	r		+						+					+
	4		gy		+	+					+			+		+
Réti talaj	A	r	r		+	+			+			+				+
	B ₁	r	r		+	+			+			+				+
	B ₂	gy	r		+	+					+					+
	C	r	gy		+	+					+					+

Koncentrálódások és szeparálódások											
Feltülethez nem kötődő gumók és göbcecsek					Feltülethez kötődő bevonatok, hártályk kitöltések						
mész			vas			agyag	mész	egyéb			
típus	méret	típus	méret	határvonal élessége							
göbecs	mikrit	gumó	konkréción	100 m <	éles	elmosódó	diffúz	bevonat / hártály / kitöltés	bevonat / hártály	bevonat / hártály / kitöltés	szemcse körüli bevonat
r	+	+									
k	+	+									
r	+	+							ir		
r	+	r						gy		h	v
								gy		h	v
								gy		h	v
											v
											v
											v
		gy	+	+							
		k r	+	(+)	(+)						
k	+	k	+		+						
		k	+	+							

Jelmagyarázat

ir - igen ritka

r - ritka

k - közepes gyakoriságú

gy - gyakori

igy - igen gyakori

h - humusz

v - vasvegyület

+ - előforduló mikromorfológiai sajátosság

(+) - alárendelten előforduló mikromorfológiai sajátosság

Magyarázatok a táblázat fejlécében szereplő egyes fogalmakhoz

(BREWER, 1964 és BULLOCK et al., 1985 alapján)

6. Alapanyag – a vázrészeket, pórusokat, koncentrátumokat és szeparátumokat magába foglaló anyag, amelynek szemcse nagysága $5\ \mu\text{m}$ alatt van ez esetben.
7. Szövet – a szöveti elemek egymáshoz viszonyított helyzete, elrendeződése.
11. Alapanyag k-szöve – az alapanyag kettőtörő szemcséinek elrendeződése.
12. Alapszövet – az alapanyag és a vázrészek egymáshoz való viszonya, elrendeződése.
13. Gumók és göbcecsek – a talaj olyan 3 dimenziós alkotórésze (rendszerint gömb vagy ovális alakú), amely a beágyazó anyagtól valamely alkotórészének koncentrációadásában vagy szövetébtér el, vagy éles határvonallal különül el.
14. Bevonatok, kitöltések, hártályok – valamely felület (vázrész, pórus vagy aggregátum felülete) mentén képződő bevonat, amely koncentrációadásban vagy szövetében tér el a felület anyagától vagy éles határvonallal különül el tőle. Képződhet a felület külső vagy belső oldalán. A kitöltés a pórus több mint 90 %-át kitöltő bevonat. A hártály talaj mátrixban a kitüntetett felülettel közel párhuzamos lefutású.
- 15, 18. Mész – a hazai talajban kémiaiilag a CaCO_3 megjelölésére használja. Ásványtanilag leggyakrabban kalcit, magnéziumtartalmú kalcit, dolomit vagy aragonit.
27. Csatornák – nyúlt, kör vagy ívelt átmetszetű, közel azonos lefutású, rendszerint sima falú pórusok.
28. Repedések – 10 feletti hossz- és rövid tengely arányú pórus.
29. Üregek – gömb, ovális vagy szabálytalan alakú, egymással nem összefüggő pórusok (az illeszkedési hézagok nem tartoznak ide).
30. Illeszkedési hézagok – vázrészek illeszkedési hézagai, amelyek nagy részben összefüggő pórus rendszert alkotnak.
35. Mull – szárazföldi humuszforma, amelynél a szerves anyag humifikálódott és szorosan kapcsolódik az ásványi részhez.
36. Orientálatlan vagy fedett – az alapanyag nem mutat kettőtörést vagy a kettőtörése lefedett.
37. Kristályos – az alapanyag kettőtörését kristályhalmazok okozzák.
38. Elszigetelt foltokban – az elszigetelt foltokban jelentkező orientált agyaghalmazok okozzák a kettőtörést.
39. Egnemű – vázrészek illeszkedéséből felépülő szövet.
40. Bevonatos – a vázrészek körül az alapanyag bevonatként fordul elő.
41. Porfirós – a vázszemcsék az alapanyagba ágyazódva fordulnak elő.
44. Konkreciók – gömbhéjas szerkezetű göbcecsek vagy gumók.
45. Éles – az alkotórész határvonala a beágyazó anyag felé vonalszerűen éles.
46. Elmosódó – az alkotórész határvonala a beágyazó anyag felé $60\ \mu\text{m}$ -nél keskenyebb.
47. Diffúz – az alkotórész határvonala a beágyazó anyag felé $60\ \mu\text{m}$ -nél szélesebb.

Irodalom – References

- ALTEMÜLLER, H.J. (1962): Verbesserung der Einbettungs und Schleiftechnik bei der Herstellung von Bodendünnschliffen mit VESTOPAL-H. *In: ALTEMÜLLER, H. J. & FRESSES H. (eds.): Arbeiten aus dem Gebiet der Mikromorphologie des Bodens.* Verlag Chemie, Weinheim, 230–243.
- ALTEMÜLLER, H.J. & FRESE, H. (eds.) (1962): *Arbeiten aus dem Gebiet der Mikromorphologie des Bodens.* Verlag Chemie, Weinheim, 243 p.
- ARANY S. (1943): The aggregate structure of soils. – *Mezőgazdasági Kutatások* 16, 220–249.
- BABEL, U. (1975): Micromorphology of soil organic matter. *In: GIESEKING, J.E. (ed.): Soil Components.* Springer-Verlag, Berlin, 369–473.
- BALLENEGGER R. & DI GLÉRIA J. (1962): Talaj és trágyavizsgálási módszerek. (Methods for soil and manure analysis). Mezőgazdasági Kiadó, Budapest, 411 p.
- BARRATT, B. C. (1967): Differences in humus forms and their microfibrils induced by long-term topdressings in hay fields. – *Geoderma* 1/3–4, 209–227.
- BISDOM, E.B.A. (ed.) (1981): *Submicroscopy of Soils and Weathered Rocks.* Pudoc, Wageningen, 320 p.
- BISDOM, E.B.A., & DUCLoux, J. (1983): *Submicroscopic Studies of Soils.* Elsevier, Amsterdam, 356 p.
- BISHAY, B.G. & STOOBS, G. (1975): Micromorphology of irrigation crusts formed on calcareous soil of the mechanized farm, north-west Egypt. – *Pedologie* 25/2, p. 143.
- BOUMA J. & WÖSTEN J.H.M. (1979): Flow patterns during extended saturated flow in two, undisturbed swelling clay soils with different macrostructures. – *Journal of Soil Science Society of America*, 43/1, 16–22.
- BREWER, R. (1964): *Fabric and Mineral Analysis of Soils*, John Wiley and Sons, New York, 470 p.
- BREWER, R., SLEEMAN, J.R. & FÖSTER, R.C. (1983): The fabric of Australian soils. *In: Soils: an Australian viewpoint.* Division of Soils, CSIRO. CSIRO – Academic Press, Melbourne–London, 439–476.
- BULLOCK, P. & MURPHY, C.P. (eds.) (1983): *Soils Micromorphology.* AB Academic Publishers, Berkhamsted, 705 p.
- BULLOCK P. (1985): *Handbook for Soil Thin Section Description*, Waine Research Publications, Wolverhampton, 150 p.
- Canada Soil Survey Committee (1978): *The Canadian System of Soil Classification.* Agric. Canadian Supply Service, Ottawa, Publ. 1646 p.
- CENT, J. & BREWER, R. (1971): Preparation of thin sections of soil materials using synthetic resins. – *Division of Soils, Technical Paper 7.* Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization, Melbourne 1–18.
- COLLINS, J.F. & COYLE, E. (1980): Long-term changes in soil macro- and micromorphological properties under the influence of peat debris. – *Journal of Soils Science* 31/4 547–558.
- CONWAY, J. & JENKINS, D. (1978): Application of acetate peels and microchemical staining to soil micromorphology. *In: DELGADO, M. (ed.): Soil Micromorphology.* Moreno, Granada, 47–58.
- DELGADO, M. (ed.) (1978): *Soil Micromorphology.* Moreno, Granada, 1441 p.
- DOUGLAS, L. A. (ed.) (1990): *Soil Micromorphology.* Elsevier, Amsterdam, 734 p.
- DOBROWOLSKIJ, G. V. (1983): Metodiceszkoe rukovodstvo po mikromorfologii pocv. Izdatelstvo Moszkovszkogo Univerziteta, Moskva, 64 p.
- DOUGLAS, L. A. & THOMPSON, M. L. (eds.) (1985): *Soil micromorphology and soil classification.* SSSA Special Publication 15. Soil Science Society of America, Madison, 217 p.
- DREES, L. R. & Wilding, L. P. (1983): Microradiography as a submicroscopic tool. *In: BISDOM, E.B.A. & DUCLoux, J. (eds.): Submicroscopic Studies of Soils.* Elsevier, Amsterdam, 65–76.
- ESWARAN, H. & SHOBA, S. A. (1983): Scanning electron microscopy in soil research. *In: BULLOCK, P. & MURPHY, C. P. (eds.): Soil Micromorphology, 1.* AB Academic Publishers, Berkhamsted. 19–52.
- FEDOROFF, N., BRESSON, L. M. & COURTY, M. A. (eds.) (1987): *Soil Micromorphology.* Association Française pour l'Etude du Sol, Paris, 639 p.
- FITZPATRICK, E. A. (1984): *Micromorphology of Soils.* Chapman Hall, London, 433 p.
- GEREI, L. & SZENDREI, G. (1974): Micromorphological investigation on some representative meadow and solonetz soils of the alluvial plain of the Zagyva river in Hungary. *In: Transactions of the 10th International Congress of Soil Science, Moscow, 264–270.*

- HALL, N. W. (1987): An application of micromorphology to evaluating the distribution and significance of soil erosion by water. *In: FEDOROFF, F., BRESSON, L. M. & COURTY, M. A. (eds.): Soil Micromorphology. Association Française pour l'Etude du Sol, Paris, 437-443.*
- JONGERIUS, A. (ed.) (1964): Soil Micromorphology. Elsevier, Amsterdam, 540 p.
- JONGERIUS, A. (1983): The role of micromorphology in agricultural research. *In: Bullock, P. & MURPHY, C. P. (eds.): Soil Micromorphology, 1. AB Academic Publishers, Berkhamsted, 111-138.*
- JONGERIUS A. & HEINTZBERGER, G. (1963): The preparation of mammoth-sized thin sections. *Soil Survey Papers 1, Netherlands Soil Survey Institute, Wageningen, pp. 1-37.*
- JONGERIUS, A. & Heintzberger, G. (1975): Methods in soil micromorphology. A technique for the preparation of large thin sections. - *Soil Survey Papers 10. Netherlands Soil Survey Institute, Wageningen, pp. 1-48.*
- JONGERIUS, A. & RUTHERFORD G. K. (eds.) (1979): Glossary of Soil Micromorphology. Centre for Agricultural Publishing and Documentation, Wageningen, 138 p.
- KUBIENA, W. L. (1938): Micropedology. Collegiate Press, Ames, 243 p.
- KUBIENA, W. L. (1943): Entwicklungslehre des Bodens. Springer-Verlag, Wien, 215 p.
- KUBIENA, W. L. (1953): The Soil of Europe. Thomas Murby, London, 317 p.
- KUBIENA, W. L. (1958): The classification of soils. - *Journal of Soil Science, 9/1, 9-19.*
- KUBIENA, W. L. (1964): The role and mission of micromorphology and microscopic biology in modern soil science. *In: JONGERIUS, A. (ed.): Soil Micromorphology. Elsevier Amsterdam, 1-13.*
- KUBIENA, W. L. (ed.) (1967): Die Mikromorphometrische Bodenanalyse. Enke, Stuttgart. 196 p.
- KUBIENA, W. L. (1970): Micromorphological Features of Soil Geography. Rutgers University Press, New Brunswick, New Jersey, 254 p.
- MATHIEU, C. (1978): Influence de l'irrigation sur l'évolution de quelques caractères fondamentaux des sols argileux des plaines du Maroc oriental - Aspects micromorphologiques. - *Sciences du Sol 2, 95-112.*
- MEDVEGYEV, V. V. (1981): Mikromorfologija antropogennih proceszov v csemeznih pocsvah. - *Bjulleteny Pocsvennogo Insztituta imenyi V. V. Dokucsavaeva 28, 63-65.*
- MURPHY, C. P. (1986): Thin Section Preparation of Soils and Sediments. AB Academic Publishers, Berkhamsted, 149 p.
- NORTON, L. D. & SCHROEDER S. L. (1987): The effect of various cultivation methods on soil loss: a micromorphological approach. *In: FEDOROFF, N., BERESSION, L. M. & COURTY, M. A. (eds.): Soil Micromorphology. Association Française pour l'Etude du Sol, Paris, 431-436.*
- NYS, C., BULLOCK, P. & NYS, A. (1988): Micromorphological and physical properties of soil under three different species of trees. *In: FEDOROFF, N., BRESSON, L. M. & COURTY, M. A. (eds.): L'étude du Sol, Paris, 459-464.*
- PAGLIAI, M. BISDOM, E. B. A. & LEDIN, S. (1983): Changes in surface structure (crusting) after application of sewage sludge and pig slurry to cultivated agricultural soils in northern Italy. *In: BISDOM, E. B. A. & DOCLOUX, J. (eds.): Submicroscopic Studies of Soils. Elsevier, Amsterdam, 35-54.*
- PARFENOVA, E.I. & JARILOVA, E.A. (1977): Rukovodstvo k mikromorfologicseskim issledovanyijam v pocsvovedenyii. Nauka, Moskva, 198p.
- PIENIAZEK, S.A. (ed.): Soil Micromorphology. Panstwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa, 766 p.
- RAUTUREAU, M. & STEINBERG, M. (1987): Emploi de la microscopie à balayage en transmission dans le domaine de la micromorphologie des sols. *In: FEDOROFF, N., BRESSON, L.M. & COURTY, M. A. (eds.): Soil Micromorphology. Association Française pour l'Etude du Sol, Paris, 15-22.*
- ROMASKEVICIS, A. & GERASZIMOVA, M. I. (1982): Mikromorfologija i diagnosztika pocsvooobrazovanija. Nauka, Moskva, 125p.
- RÓZSAVÖLGYI J. & STEFANOVITS P. (1960): Barna erdőtalajok vékonycsizolatának vizsgálata (Investigations on thin sections of brown forest soils). - *Agrokémia és Talajtan, 9/3, 365-380 (in Hungarian with German and Russian Summary).*
- RUTHERFORD, G.K. (ed.) (1974): Soil Microscopy. The Limestone Press, Kingston, 857 p.
- Soil Survey Staff (1960): Soil Classification. A Comprehensive System. 7th Approximation. Soil Conservation Service, United States Department of Agriculture, U. S. Government Printing Office, Washington, 265 p.
- STACE, H. C. T. & 7 co-authors (1968): A Handbook of Australian Soils. Relim Technical Publications, Glenside, 435 p.
- STOOPS, G. (1974): Optical and electron microscopy, A comparison of their principles and their use in micropedology. *In: RUTHERFORD, G. K. (ed.): Soil Microscopy. Limestone Press, Kingston, 101-118.*

- STOOPS, G. (1978): Sub-group on weathering phenomena and neoformations a progress report. *In*: DELGADO, M. (ed.): Soil Micromorphology, Moreno, Granada, 1429-1440.
- STOOPS, G. (1986): Multilingual translation of the terminology used in the "Handbook for soil thin section description". - *Pedologia* 3, 337-348.
- Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland (1985): Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 44, 1-90.
- SZABOLCS I. (ed.) (1966): A genetikus üzemi talajértékelés módszertanja. (Handbook for large scale genetic soil mapping). Országos Mezőgazdasági Minőségvizsgáló Intézet, Budapest, 351 p.
- SZENDREI G. (1970): Kiskunsági szikes talajok mikromorfológiai vizsgálata. (Micromorphological investigation of salt affected soils in Kiskunság region). - *Agrokémia és Talajtan* 19/3, 231-242 (in Hungarian with English, French and Russian summary).
- SZENDREI G. (1975): 6. Talajmikromorfológiai Szimpózium. (6th Symposium: Soil Micromorphology). - *Agrokémia és Talajtan* 24/1-2, 219-220 (in Hungarian).
- SZENDREI G. (1978a): Az V. Nemzetközi Talajmikromorfológiai Tudományos Ülés, Granada, 1977. május 24-28. (5th International Working Meeting on Soil Micromorphology, Granada, May 24-28, 1977). - *Agrokémia és Talajtan* 27/1-2, pp. 228-230 (in Hungarian).
- SZENDREI, G. (1978b): Micromorphology of some salt-affected soils from two soil regions in Hungary, *In*: DELGADO, M. (ed.): Soil Micromorphology, Moreno, Granada, 1115-1132.
- SZENDREI, G. (1980): Szolonyec réti szolonyec talajok mikromorfológiai vizsgálata. (Micromorphological investigation of solodic meadow solonetz soils). - *Agrokémia és Talajtan* 29/1-2, 183-198 (in Hungarian with English summary).
- SZENDREI G. (1982): A talajok mikromorfológiája. (Soil micromorphology). - *Agrokémia és Talajtan* 31/1-2, 179-194 (in Hungarian)
- SZENDREI, G. (1984): Gyakori alföldi talajtípusok elsősorban szikes talajok mikromorfológiája és annak anyagforgalmi és talajgenetikai vonatkozásai. (Micromorphology of salt affected and associated soils in the Great Hungarian Plain and its interpretation for mass movement and soil formation). Kandidátusi értekezés tézisei, Alfaprint, Budapest, 20 p.
- SZENDREI G. (1988): Micromorphology of solonetz soils. *In*: ADAM, A., SZABOLCS, I., MILYKOVIC, N. & PLAMENAC, N. (eds.); Proceedings of the International Symposium on Solonetz Soils. Problems, Properties, Utilization. Osijek, 178-183.
- SZENDREI G. (1989): A csernozjom talajok mikromorfológiája, (Micromorphology of chernozem soils) - *Agrokémia és Talajtan* 38/1-2, 473-485 (in Hungarian).
- SZENDREI G. (1990a): Hazai csernozjom talajtípusok mikromorfológiája. (Micromorphology of chernozem soils in Hungary). - *Agrokémia és Talajtan* 1990/1-2, 33-47 (in Hungarian with English summary).
- SZENDREI G. (1990b): Micromorphology and soil formation. - *Acta Agronomica Hungarica* 39/3-4, 241-257.
- SZENDREI, G. (1990c): Microscopic study of thin sections from lithogenic soils. - *Annales Historico-naturales Musei Nationalis Hungarici* 81 (1989), 5-13.
- SZENDREI, G. & MOROZOVA, O. (1990): Soil micromorphology in Hungary. - *Soil Micromorphology Newsletter* 6, International Society of Soil Science, Subcommittee B, 31-35.
- TARGUL, Jan: (1983) Mikromorfológia vizsgálata diagnosztika pocsvo i pocsvo-obrazovatelnyh processzov. Nauka, Moszkva, 229 p.
- TURSINA, T. (1972): Changes in the fabric of a solonetz under irrigation in Trans-Volga region, *In*: PIENIAZEK, S. A. (ed.): Soil Micromorphology. Panstw Wydawnictwo Naukowe (1980) Warszawa, 661-668.
- TURSINA, T. (1980): The microstructure and the origin of new salt formations of salt affected soils. *In*: International Symposium on Salt Affected Soils, Proceedings. National Printers, New Delhi, 35-43.
- VALENTIN, C., RUIZ FIGUERO, I. F. (1988): Effects of kinetic energy and water application rate on the development of crusts in a fine sandy loam soil using sprinkling irrigation and rainfall simulation. *In*: FEDOROFF, N., BRESSON, L. M. & COURTY M. A. (eds.); Soil Micromorphology. Association Francaise pour l'Etude du Sol Paris, 401-405.
- WERNER, J. (1962): Über die Herstellung fluoreszierender Bodenanschliffe. - *Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung und Bodenkunde* 99/2-3, 144-150.
- WILDING, L. P. & FLACH, K. W. (1985): Micropedology and Soil Taxonomy. *In*: DOUGLAS, L. A. & THOMPSON, M. L. (eds.): Soil Micromorphology and Soil Classification. SSSA Special Publication 15, Soil Science Society of America, Madison, 1-16.

ZENTAY T. (1980); A talajtan, az agrokémia és a földtani tudományágak kölcsönhatása az agrogeológiában (The interrelations of soil science, agrochemistry and geology in agrogeology). – Földtani Közlemény 110/2, 140–158 (in Hungarian).

I. tábla – *Plate I*

1. ábra. Agyagkitöltés. Réti szolonetz talaj B₂ szintje. Párhuzamos nikolok, 208×

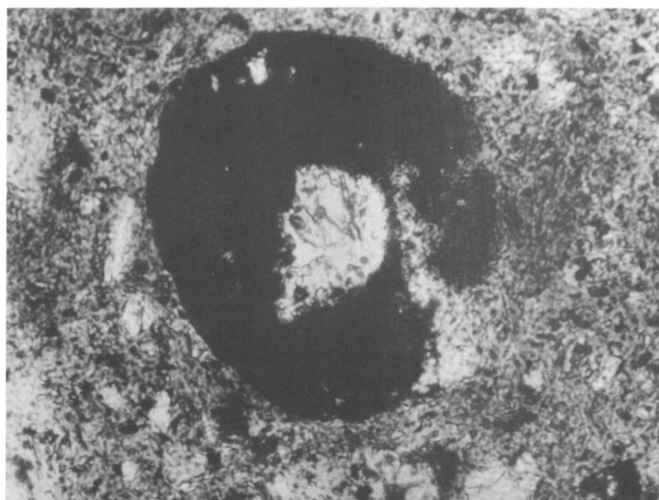
Fig. 1. Clay infillings. Meadow solonetz soil, B₂ horizon. Parallel nicols, 208×

2. ábra. Vasgumó. Réti talaj B₂-szintje. Párhuzamos nikolok, 96×

Fig. 2. Ferruginous nodule. Meadow soil B₂-horizon. Parallel nicols, 208×

I. tábla

Plate I



II. tábla – *Plate II*

1. ábra. Mészgöbecs. Mészlepedékes csernozjom talaj C- szintje. Párhuzamos nikolok, : 208×

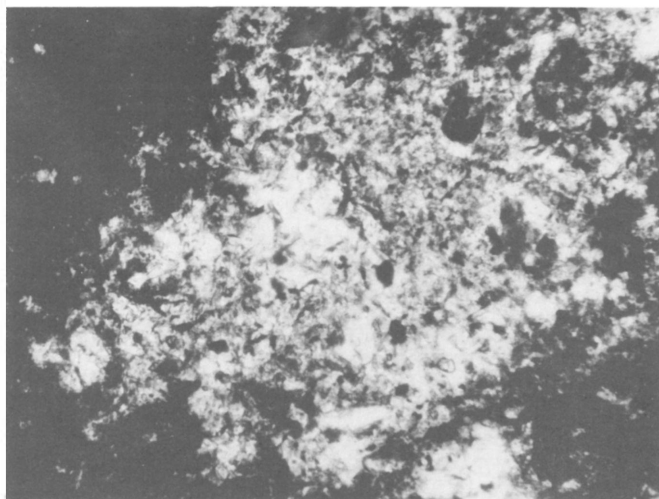
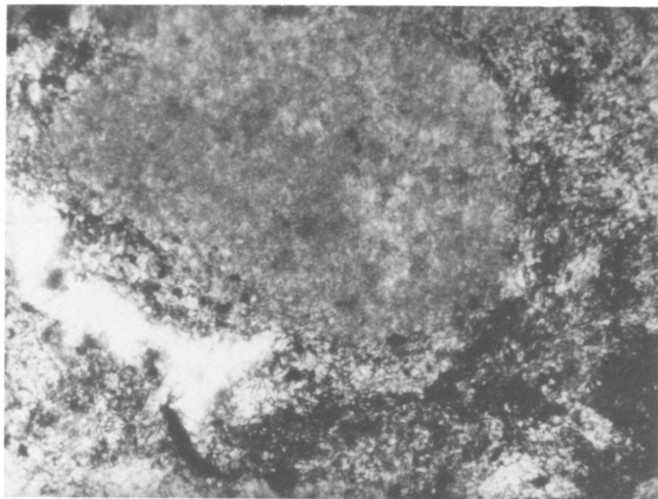
Fig. 1. Calcitic nodule. Psedomyceliar chernozem, C-horizon. Parallel nicols, 208×

2. ábra. Vázszemcse póruskitöltés - szologyfolt. Szologyos réti szolonyec talaj A₂ szintje. Párhuzamos nikolok, 168×

Fig. 2. Skeleton grain infilling. Solodized meadow solonetz soil, A₂ horizon. Parallel nicols, 168×

II. tábla

Plate II



Bár területi korlátot nem kívánunk szabni, kívánatos a tömör fogalmazás, és az állítások alátámasztásához szükséges adatok közlése.

A magyar (és angol) nyelvű kéziratot két példányban kérjük beküldeni. Az egyik példányhoz tartozó illusztrációs anyag nyomdakészrajz vagy ezzel azonos minőségű xeroxmásolat, ill. fényes felületű, kontrasztos fénykép legyen, a másik példányhoz tartozó lehet jó minőségű xeroxmásolat is, lehetőleg a véglegesnek elképzelt méretben.

A lektorálás után átdolgozott kéziratokat lehetőleg mágneslemezen (floppyn) kérjük beküldeni, mellékelve egy kinyomtatott példányt, amelyen a szövegszerkesztő programmal le nem írható jelek, ékezetek, egyenletek feltűnően be vannak jelölve.

Jelenleg IBM-kompatibilis személyi számítógépen a következő szövegszerkesztőkkel írt kéziratokat tudjuk elfogadni: WordStar, WordPerfect, Microsoft Word, PFS Write, PFS Professional Write, PFS First Choice, MultiMate, MultiMate Advantage, Volkswriter, IBM Writing Assistant, DisplayWrite, OfficeWriter, XyWrite III, ill. bármely szövegszerkesztőből ASCII kódban (DOS, Text Out) kimentett változat. Kérjük, írják rá a lemezre a szövegszerkesztő nevét és verziószámát.

A kézirat részei (kötelező, javasolt):

- a) Cím
- b) Szerző(k) neve, postacíme
- c) Összefoglalás
- d) Bevezetés, előzmények
- e) Módszerek, a vizsgált anyag, ill. terület leírása
- f) Diskusszió
- g) Eredmények, következtetések
- h) Köszönetek
- i) Irodalmi hivatkozások
- j) Ábrák, táblázatok és fényképtáblák aláírása
- k) Ábrák, táblázatok, fényképtáblák

Az ábrákat arab, a táblázatokat és a fényképtáblákat külön-külön római számokkal jelöljük.

Az ábrák betűmérete a végleges méretre való kicsinyítés után legalább 1,5 mm, a vonalvastagság 0,1 mm legyen. Kívánatos, hogy az eredeti mérete legalább 50 %-kal haladja meg a közlés méretét.

A fényképeket kartonra ragasztva, a végleges tükörméretben kérjük.

Kihajtós táblázat nem fogadunk el; kihajtós térképet is csak indokolt esetben, a szerkesztőbizottság döntése alapján. Színes térkép- vagy fényképmelléklet csak a szerző költségein közölhető.

Az irodalomjegyzék tételeire a szerző nevével és a megjelenés évszámával hivatkozunk. Pl.: Radócz (1974), (Császár & Haas, 1981), Kubovics et al. (1987).

Példák bibliográfiai adatok közlésére (a folyóiratok nevét ne rövidítsük!):

a) cikkek

Jaskó S. (1986): A Magyar-középhegység neogén rögszerkezete. (The Neogene block structure of the Central Hungarian Range). – Földtani Közöny 118/4, 325-332 (in Hungarian with English summary).

b) kötetben közölt tanulmányok:

Benson, R.H., Gould, S.J. & Smith, W.A. (1984): Perfection, continuity, and common sense in historical geology. In: Berggren, W.A., Van Couvering, J.A. (eds.): Catastrophes and Earth History: The New Uniformitarianism, Princeton University Press, Princeton, 35-75.

c) könyvek:

Földvay, G.Z. (1988): Geology of the Carpathian Region. World Scientific, Singapore, 571 p.

A román, szlovák, szerbhorvát stb. ékezeteket kérjük bejelölni. Cirilbetűs munkánál (ha nincs idegennyelvű címe) kérjük az eredeti címet és szögletes zárójelben annak angol fordítását megadni.

Az előírásoknak meg nem felelő kéziratokat a szerkesztőség a szerzőnek visszaküldi.

A cikk elfogadása esetén az angolra való fordításról, ill. a nyomdakész rajzok előállításáról a szerzőnek kell gondoskodnia.

A kéziratokat a következő címre kérjük beküldeni: Magyarhoni Földtani Társulat, 1027 Budapest, Fő u. 68.

Földtani Közlöny

Vol. 124 · 1 · 1994

Tartalom

DUNKL István, ÁRKAI Péter, BALOGH Kadosa, CSONTOS László és NAGY Géza A hőtörténet modellezése fission track adatok felhasználásával — a Bükk-hegység kiemelkedéstörténete	1-24
MOLNÁR Ferenc A Tokaji-hegység Sátoraljaújhely-Rudabányácska és Vágáshuta közötti területének nemesfém-dúsulásait létrehozó hidrotermás folyamatok rekonstrukciója	25-42
MOLNÁR Ferenc & GATTER István Magyarországi üledékes és hidrotermás baritkristályok összehasonlító ásványtani-genetikai vizsgálata	43-57
TÖRÖK Kálmán Zn-tartalmú spinell és staurolit a Dunántúli-Középhegység metamorf aljzatából	59-67
KVAČEK, Zlatko, HABLY Lilla & SZAKMÁNY György A gércei pliocén flóra	69-87
MAGYARI Árpád Késő-eocén hidraulikus breccásodási jelenségek a Budai-hegység déli részén	89-107
SZENDREI Géza Talaj-vékonycsiszolatok mikroszkópi vizsgálata	109-127

Contents

DUNKL, István, ÁRKAI, Péter, BALOGH, Kadosa, CSONTOS, László & NAGY Géza Thermal modelling based on apatite fission track dating: the uplift history of the Bükk Mts. (Inner Western Carpathians, Hungary)	1-24
MOLNÁR, Ferenc Reconstruction of hydrothermal processes accompanied by precious-metal enrichment in the area between Sátoraljaújhely-Rudabányácska and Vágáshuta, Tokaj Mts., NE-Hungary	25-42
MOLNÁR, Ferenc & GATTER, István Comparative mineralogic-genetic studies on sedimentary and hydrothermal barite crystals from Hungary	43-57
TÖRÖK, Kálmán First record of zinc-bearing spinel and staurolite from the metamorphic basement of the Transdanubian Midmountains Unit, W Hungary	59-67
KVAČEK, Zlatko, HABLY, Lilla & SZAKMÁNY, György Additions to the Pliocene flora of Gérce (Western Hungary)	69-87
MAGYARI, Árpád Late Eocene hydraulic brecciation in the Southern Buda Mountains, Hungary	89-107
SZENDREI, Géza Microscopic study of soil thin sections	109-127