

Földtani Közlöny

Bulletin of the Hungarian Geological Society

Vol. 127. Nos. 3-4.



A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata

Budapest, 1998

Földtani Közlöny

A Magyarhoni Földtani Társulat
folyóirata

Bulletin of the Hungarian Geological
Society

Vol. 127. Nos 3-4.

Budapest

ISSN 0015-542X

Felelős kiadó

BÉRCZI István
A Magyarhoni Földtani Társulat
elnöke

Főszerkesztő

CSÁSZÁR Géza

Technikai szerkesztők

PIROS Olga
KRIVÁNNÉ-HORVÁTH Ágnes

Szerkesztőbizottság

ÁRKAI Péter, DUDICH Endre, FODOR László,
GRESCHIK Gyula, KECSKEMÉTI Tibor,
MINDSZENTY Andrea, NÉMEDI VARGA Zoltán
VÖRÖS Attila

E szám lektorai

BAKSA Csaba, DEMÉNY Attila, DUDICH Enre
FÖRIZS ISTVÁN, FÖLDVÁRI Mária, HAAS János,
HERNYÁK Gábor, KÁZMÉR Miklós,
KECSKEMÉTI Tibor, MOLNÁR Béla, MOLNÁR Ferenc,
PAPP Gábor, PÓKA Teréz, SZABÓ Csaba,
SZÉKYNÉ FUX Vilma, SZÓNOKY Miklós,
VÖRÖS Attila, ZELENKA Tibor

Támogatók

MOL Magyar Olaj- és Gázipari Rt.,
Budapest
Magyar Földtanét Alapítvány
Műszaki és Természettudományi Egyesületek
Szövetsége
Kőolajkutató Rt., Szolnok
Primagáz-Hungária Rt., Budapest
Rotary Fúrásí Rt., Nagykanizsa

A kéziratokat az alábbi
cí mre kérjük küldeni

PIROS Olga 1443 Budapest, Pf. 106.

Editor-in-charge

István BÉRCZI
President of the Hungarian
Geological Society

Editor-in-chief

Géza CSÁSZÁR

Technical editors

Olga PIROS
Ágnes KRIVÁN-HORVÁTH

Editorial board

Péter ÁRKAI, Endre DUDICH, László FODOR
Gyula GRESCHIK, Tibor KECSKEMÉTI,
Andrea MINDSZENTY, Zoltán NÉMEDI VARGA,
Attila VÖRÖS

Reviewers of this issue

Csaba BAKSA, Attila DEMÉNY, Endre DUDICH,
István FÖRIZS, Mária FÖLDVÁRI, János HAAS,
Gábor HERNYÁK, Miklós KÁZMÉR,
Tibor KECSKEMÉTI, Béla MOLNÁR, Ferenc MOLNÁR,
Gábor PAPP, Teréz PÓKA, Csaba SZABÓ,
Vilma SZÉKY-FUX, Miklós SZÓNOKY,
Attila VÖRÖS, Tibor ZELENKA

Sponsors

MOL Hungarian Oil and Gas Co., Budapest
Foundation for the Geology of Hungary
Federation of Technical and Scientific Societies,
Hungary
Drilling Contractor and Service Co. Szolnok
Primagáz Hungária Industrial Co. Budapest
Rotary Drilling Co., Nagykanizsa

Manuscripts to be sent to

Olga PIROS 1443 Budapest, P.O. Box 106.

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

Lejtőüledékek a paleogén medence peremén: A felső-eocén Piszkei Márga (Nyergesújfalu, Sánc-hegy) ülepedési és szerkezeti viszonyai

Bathyal slope deposits in the Paleogene Basin: A case study of the Upper Eocene Piszke Marl (Nyergesújfalu, Sánc Hill, Hungary)

SZTANÓ Orsolya¹ – FODOR László²

Key words: Eocene, bathyal marl, conglomerate, sandstone, submarine gravitational redeposition, synsedimentary structures.

Abstract

At the Sánc Hill section and in some neighboring outcrops along the Rábl creek, the Late Eocene bathyal Piszke Marl contains coarse-grained intercalations (sandstones to conglomerates). The conglomerates and sandstones contain coeval semi-consolidated shallow marine carbonate "clasts", shallow water fossils, as well as extrabasinal Mesozoic pebbles and boulders. Despite the presence of shallow water fossils these intercalations deposited at the same water depth as the surrounding marl. Sedimentary structures in the coarsening-thickening to fining-thinning upward sequence of the conglomerates and sandstones clearly demonstrate gravitational redeposition below sea level. The coarse-grained section was dissected by syn-sedimentary deformational zones, faults and sedimentary dykes. Slumps attaining the rim of the shallow marine platform produced small lobes on the tectonically controlled slope between the shallow carbonate platform and the bathyal basin. The governing stress field (N–S tension and E–W maximal horizontal stress axis) indicates strike-slip or extensional tectonic setting, similar to other parts of the Hungarian Paleogene basins (Gerecse and Buda hills).

Manuscript received: 22. 09. 1997.

Összefoglalás

A késő eocén bathiális ülepedési környezetet jelző Piszkei Márgába a nyergesújfalui Sánc-hegyen, valamint a közeli Rábl-patak mentén durvatörmelékű összlet, konglomerátum és homokkő települ. Ezen betelepülések a bennük található sekélytengeri fauna ellenére sem keletkezhettek a márgánál jelentősen sekélyebb környezetben. Ezt bizonyítják mind a konglomerátum, mind a homokkő szöveti bélyegei, melyek jelentős mértékű tengeralatti áthalmazást, gravitációs tömegmozgást jeleznek. A felfelé durvuló, majd finomodó rétegösszletben a szedimentációval egyidős nyírási zónák, vetők és neptuni telérek ismerhetők fel. Keletkezési környezetül a karbonátos sekélytengert

¹ ELTE Általános és Történelmi Földtani Tanszék (Eötvös University, Department of Geology) Budapest, Múzeum krt. 4/a H-1088, Hungary, sztano@ludens.elte.hu

² ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék (Eötvös University, Department of Applied and Environmental Geology), Budapest, Múzeum krt. 4/a H-1088, Hungary, fodorl@iris.geobio.elte.hu

és a batiális eocén medencét elválasztó, valószínűleg vetőkkel tagolt, tengeralatti lejtőt képzelünk. A törmeléklebenyvt létrehozó rövidéletű suvadások a sekélytengeri plató pereméről szakadtak le, így a lebeny anyaga összetett: a félig konszolidált, az áthalmozással egyidős sekélytengeri karbonátanyagot és mezozoos tömbökből-kavicsokból álló törmeléket egyaránt tartalmaz.

Bevezetés

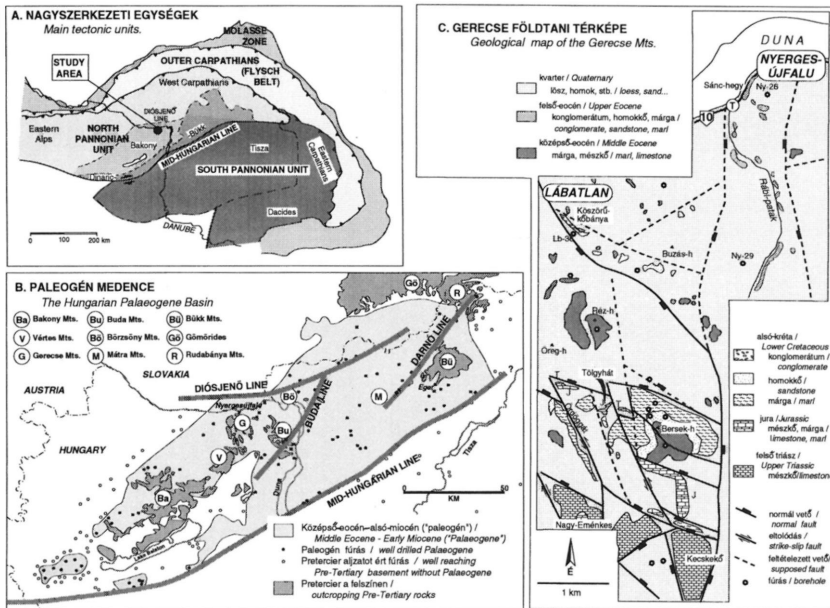
A nyergesújfalui Sánc-hegy (Kálvária-hegy) Duna felé tekintő meredek, ÉÉK-DDNY csapású fala a 10. sz. műút mentén egyedülálló késő eocén rétegsort tár fel (1. ábra). A Budai-hegységből ismert Budai Márgával szoros rokonságban álló mélyvízi Piszkei Márğa – az elnevezés még HANTKEN Miksától (1868, 1871) származik – rétegsorába itt mintegy 30 m vastagságban felfelé durvul, majd finomodó szemcseméretű, ezzel párhuzamosan vastagodó, majd vékonyodó rétegekből felépülő durvatörmelékes áthalmozott összlet települ. Ez a sorozat a kavicsszemcséken, görgetegeken kívül a sekélytengeri régióból áthalmozott nummuliteszeket is tartalmaz. A Piszkei Márğa képződési környezetét eddig fossziliatartalma alapján próbálták meghatározni (VOGL 1910; GIDAI 1968, 1971; LESS 1987), ami a különböző környezeti igényű ősmaradványok keveredése miatt nehézségekbe ütközött. A Sánc-hegyi partfalon az üledékkéződéssel egyidős puha deformációk, nyírás jelenségek, valamint különböző tömegmozgási formák és termékeik is kitűnően tanulmányozhatók. Ezen tanulmányban megkíséreljük a kevert faunával összhangban értelmezni az üledékszerkezeteket, valamint az egyidős szerkezeti elemeket.

Az itt feltárt eocén képződmények – elsősorban ősföldrajzi – jelentőségét az adja, hogy térben és időben egyaránt átmeneti helyzetben vannak a már korábban batiális mélységbe süllyedt bakonyi eocén medence és a mélymedence stádiumot épp csak elérő budai eocén rétegsorok között (BÁLDI-BEKE & BÁLDI 1985, 1990, 1991). Ugyanakkor a közeli budai területen szinszediment szerkezetfejlődés tanúi lehetünk (FODOR et al. 1994), míg ez a Bakonyra egyelőre nem bizonyított.

Kutatástörténeti előzmények

A Piszkei Márğa klasszikus feltárásai a Gerecse északi peremén, Lábatlan (Piszke) és Nyergesújfalu mellett, dunaparti út- és vasúti bevágásokban, valamint a Rábl-patak völgyében tanulmányozhatók. A Nyergesújfalu-29. sz. fúrás a formációt 227,5 m vastagságban harántolta, ez egyben az eddig ismert maximális vastagsága is. A Sánc-hegy tetején telepített Nyergesújfalu-26. sz. fúrás 100 m vastagságban furta át az üledéksort anélkül, hogy fekjét, az "operculinás agyagmárgát" elérte volna (GIDAI 1968).

A Sánc-hegyi feltárást elsőként HANTKEN (1871) vizsgálta, a szelvényt foraminifera faunája alapján az oligocén Kiscelli Agyaggal azonosította, a benne található Nummuliteszek jelenlétét áthalmozással magyarázta. A múlt század végén, az Esztergom–Komárom vasútvonal építésekor előkerült gazdag faunát



1. ábra. A. A Pannon–Kárpát térség nagyszerkezeti egységei (CSONTOS et al. 1992 után). B. A magyarországi Paleogén medence helyzete (TARI et al. 1993 után). C. A nyergesújfalui Sánc-hegy helyszínrajza és környezetének földtani térképe részben GIDAI (1989) és GIDAI et al. (1981) után

Fig. 1. A. Main tectonic units of the Pannonian-Carpathian area (after CSONTOS et al. 1992). B. The Hungarian Palaeogene Basin (after TARI et al. 1993). C. Location of the studied section (Sánc-hegy, Nyergesújfalu) and the geological map of the surrounding area, partly after GIDAI (1989) and GIDAI et al. (1981)

VOGL (1910) dolgozta fel, s ennek alapján a Piszkei Márgát a Budai Márgával azonosította. SZÓTS (1956) a Sánc-hegyi szelvény korát a középső-eocénbe helyezte. GIDAI (1968, 1971) szerint a Sánc-hegyi szelvényből és a közeli Nyergesújfalu-27. –29. sz. fúrásokból meghatározott plankton foraminifera együttes bizonyítja a Piszkei Márga késő eocén korát (*Globigerapsis seminivoluta* zóna). Középső-priabónai alemeletet – bizonyítanak LESS Gy. (1987) Orthophragmina vizsgálatai is. A Piszkei márga korát pontosan rögzíti ugyancsak a priabónai emeletben a mézsvázú nannoplankton is, mégpedig az NP 19 zónában (BÁLDI-BEKE 1984). A sánc-hegyi szelvény alsó szakasza még idősebb, NP 18-as korú.

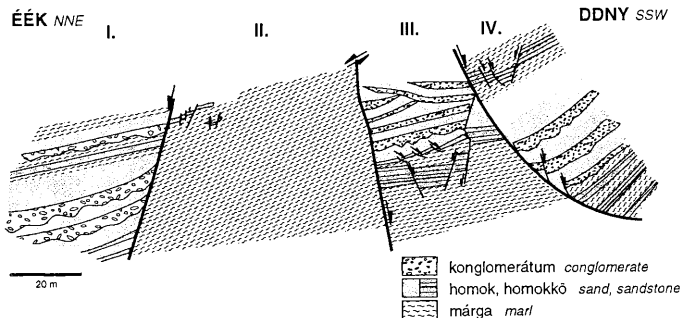
VOGL (1910) az ősmaradványok (nagy számban előforduló *Pholadomyák*, *Xenophorák* és *Aturiák*) alapján hullámbázis alatti vízmélységet, mélyebb tengert tételezett fel üledékképződési környezetként. A márgába betelepülő mészkő, homokkő és konglomerátum testeket a legutóbbi idő kig regressziós sekélytengeri-parti eredetűnek tekintették (SZÓTS 1956; GIDAI 1968, 1971). Ezzel gyökeresen ellentétes MONOSTORI (1982), BÁLDI-BEKE (1984) és LESS (1987) véleménye. Erősen kevert ökológiájú ostracoda együttest ismertet MONOSTORI (1982) a nyergesújfalui szelvényből. Jellemző a normál tengeri mélyvízi és a poikilohalin sekélyvízi formák egyidejű jelenléte. Ezt a látszólagos környezetváltozást valójában fluktuáló behordás eredményének tekintette MONOSTORI (1982). BÁLDI-BEKE (1984) a nannoflóra alapján Piszkei Márgát batiális képződménynek tartotta. LESS (1987) a Piszkei Márgából József-puszta környékéről méteres mészkőlisztolitokat írt le gravitációs áthalmazás eredményeként. Mélytengeri eredet és gravitációs tömegmozgások hatását mutatta ki a Sánc-hegyi partfal legutóbbi, elsősorban szedimentológiai célú vizsgálata is (FODOR et al. 1990).

A Piszkei Márgában található fauna két nagy csoportba osztható. Mélyvízi, batiális környezetet jeleznek a márga rétegből származó plankton foraminiférák, a gyéren előforduló kistermetű, vékonyhéjú kagylók (*Propeamussium* sp., *Yoldia?* sp., *Nucula?* sp., *Limopsis* sp.), az apró, csőalakú életnyomok, magányos korallok és egy mélyvízi rák (*Thaumastocheles* sp.) maradvány (BÁLDI szóbeli közlés és FODOR et al. 1990). A felsorolt ősmaradványok autochtonnak tekinthetők. A homokkőben, konglomerátumban gyakori sekélytengeri formák (*Nummulites*-ek, vörösalga-, echinoidea-maradványok, stb.) allochton, azaz áthalmazott helyzetűek. Az aucton és az allochton fauna elemek egykorúak.

A faunaelemek egybehangzó allochton–autochton csoportosítását a következőkben leírt üledékföldtani megfigyelések is teljes mértékben alátámasztják.

Üledékkőzettani megfigyelések

A Piszkei Márga kőzettani felépítésében uralkodóak a finomtörmelékes üledékek: kőzetlisztes márga, márgás aleurolit, finomhomokos aleurolit, mészmárga dominanciája mellett, kevesebb kőzetlisztes mészkő, mészkő is előfordul (GIDAI 1971). A karbonáttartalom 30–95% között ingadozik. Helyenként – így a nyergesújfalui Sánc-hegyen – vastagabb, biotitos durvahomok és konglomerátumtestek is előfordulnak a márgában. A Sánc-hegyi rétegsorban felfelé ha-



2. ábra. A sándor-hegyi partfal vázlatos keresztmetszelve, háromszoros túlmagyasítással. A vetőkkel elválasztott blokkok számozása egyezik Gidaiéval (1971). Az I. és III. blokk részletes szelvényét a 4. ábra mutatja

Fig. 2. Sketch of the Sándor-hegy section (vertically three times exaggerated). Numbering of tectonical blocks is identical with that of Gidai (1971). For details of blocks I. and III. see figure 4.

ladva előbb metamorf, majd magmás eredetű nehézasványok uralkodnak (GIDAI 1968).

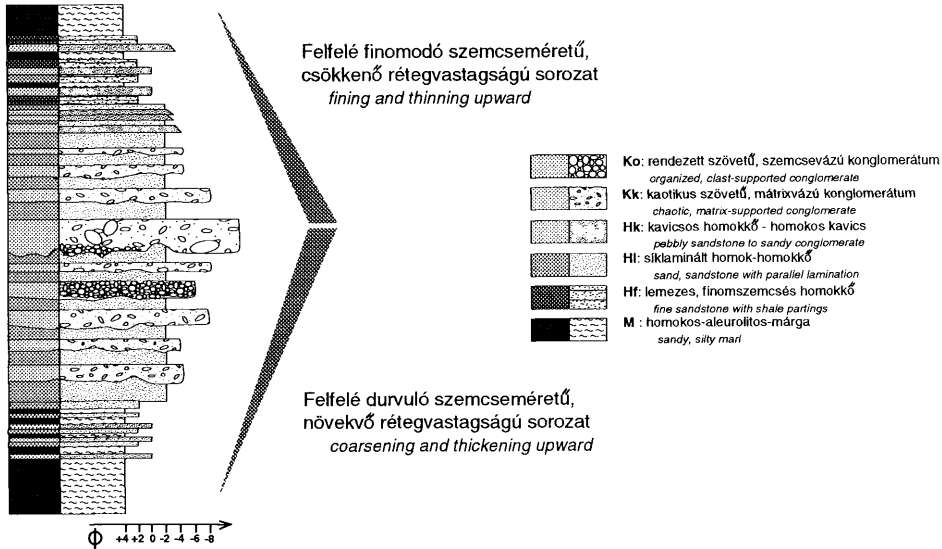
A konglomerátum kavicsanyagában fúrókagylónyomos világosszürke triász Dachsteini mészkő, algagyepes és mudstone-szövetű fehér dolomit (fődolomit?), sötétszürke bitumenes-dolomitos mészkő, fekete és vörös tűzkő, kvarcit, vörös kalcit, középső–felső-eocén, sekély tengerből áthalmozott félig-átalakult nummuliteses–discocyclinás mészkő és márga, valamint feltépett homokkő- és márgalepények gyakoriak. A konglomerátum betelepülések mátrixában szintén gyakoriak az erősen koptatott, áthalmozott *N. millecaput* egyedek.

Üledékföldtani megfigyelések

A Sándor-hegyi útbevágásban feltárt felső-eocén rétegsort vetők tagolják négy blokkra (2. ábra). Az ezekben megfigyelhető szedimentológiai jelenségek, valamint a szerkezeti mérések felhasználásával felállítható egy elvi rétegoszlop (3. ábra). A szelvény alján és tetején finomhomokos, aleurolitos márgát találunk, ebbe települ egy felfelé durvuló szemcseméretű és növekvő rétegvastagságú, majd tendenciát váltó és csökkenő szemcseméretű és rétegvastagságú összlet. Az összletben az alábbi fáciesegységek különíthetőek el.

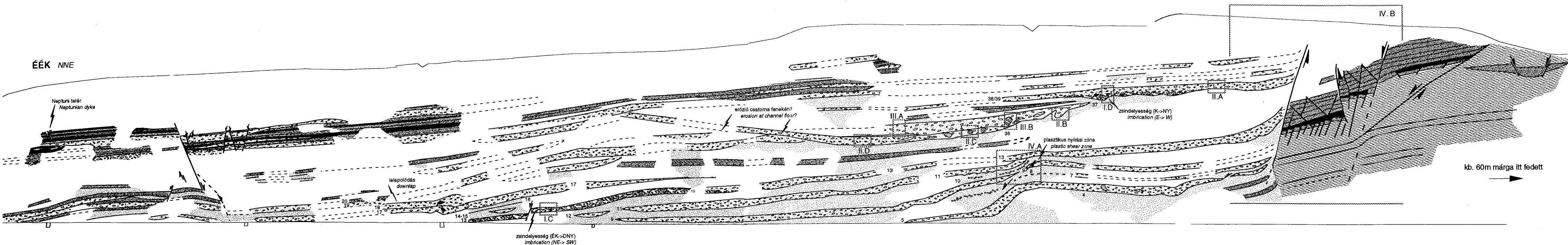
Márga (M)

Masszív, finomhomokos–aleurolitos márga. Vékony rétegekben gyakran lemezes elválású, ami bioturbáció hiányát jelezheti (I.A. fényképtábla). A Piszkei Márga fő tömegén kívül a durvatörmelékes összlet alsó szakaszán, valamint



3. ábra. A négy szerkezeti blokk és az üledékszerkezetek rekonstruálásával létrejövő elvi rétegoszlop

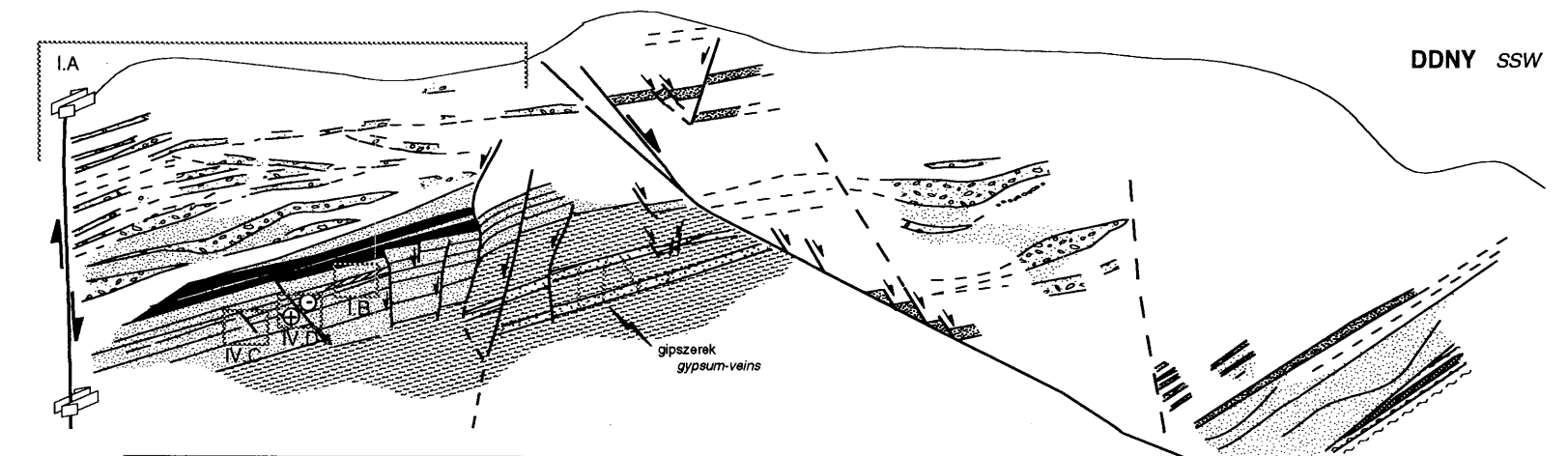
Figure 3. General lithological column reconstructed from sedimentological characters and movements of tectonic blocks



FÁCIÉS EGYSÉGEK FACIES UNITS

- | | | | |
|--|--|--|---|
| | Osztályozott szemcsévázú konglomerátum (Ko)
Well organized clast supported conglomerate | | Síklaminált, középszemcsés- darakavicsos homokkő (Hl)
Medium-grained to granule sandstone with parallel lamination |
| | Kaotikus szövetű, mátrixvázú konglomerátum (Kk)
Chaotic matrix-supported conglomerate | | Lemezes, finomszemcsés homokkő (Hf)
Fine sandstone with shale partings |
| | Kavicsos homokkő (Hk)
Pebbly sandstone | | Márga (M)
Marl |

10 m



4. ábra. A Sándor-hegy útbevágás teljes szelvénye. Figyelemre méltóak a legészakibb (I.) blokk konglomerátum és homokkő rétegeinek geometriai viszonyai (a rétegszámolás feltüntetésével). A fal kb. 15 m magas. A számított keretek a fényképek helyét jelzik.

Fig. 4. The detailed section of the Sándor-hegy road-cut. Note the geometric relation of conglomerate and sandstone beds. The wall is about 15 m high, numbering refers to strata, partly mentioned in the text. Numbered boxes show locations of photos.

felső, finomodó szakaszán jelenik meg vékony (mm-dm vastagságú) betelepüléseként a kavics és homokkő rétegek között (3. ábra). Valószínű, hogy egy-egy tömegmozgási esemény végeztével az azt kísérő híg szuszpenzió-felhőből rakódik le. Nem különíthető el a relatíve hosszán tartó nyugalmi periódus pelágitáitól, melyek képződése a rövid ideig tartó "események" között szabadon folytatódott.

Lemezes elválású, finomszemcsés homokkő (Hf)

A finomszemcsés, aleurolitos meszes homokkő mintegy átmenetet képez a durvaszemcsés rétegtagok és a márga között. Rétegvastagsága cm–dm nagyságrendű. Keresztlaminációt nem észleltünk benne. A Sánc-hegyi rétegsor legfelső részén fordul elő, kavicsos homok, durvaszemcsés homok és márga réteggel váltakozva (3. ábra). Kiemelendő, hogy nem gradált rétegek alakultak ki, hanem elkülönült rétegekből álló felfelé csökkenő szemcseméretű (finomodó) kisciklusok. A lemezes finomszemcsés homokkő kialakításában jelentős szerepe lehetett híg zagyrák maradék felhőjének, a kiüledés valószínűleg csak nagyon lassan áramló közegből történt.

Síklaminált középszemcsés–darakavicsos homokkő (III)

A középszemcsés homok – darakavics összetételű homok, homokkő rétegeinek vastagsága 0,5–2 m között változik (3. és 4. ábrák*, I.A. fényképtábla). A rétegek fő tömege ugyanabba a szemcseméret-osztályba tartozik, de felső részén gyakran gyenge, normál gradáció figyelhető meg. Az osztályozottság közepes, a homok–dara szemcsék mellett elszórt kavicsok, kisebb, feltépett agyagklastok, valamint vékony molluszkahéj-törmelék, foraminifera házak (Nummulites, Discocyclina) található benne. Legszembeötlőbb szedimentológiai tulajdonsága azonban, hogy az elegyrészek a réteggel párhuzamosan helyezkednek el, és jól fejlett síklamináció figyelhető meg. Esetenként a rétegek felső része közelében finom keresztlamináció is megjelenik. Ez a fácies-egység az I. tektonikai blokkban (2. és 4. ábrák) konglomerátumokkal váltakozva gyakori. A III. blokkban – egy kissé mélyebb rétegtani helyzetben – tanulmányozhatók a márgába települő első homokkő rétegek (I.A. fényképtábla). Itt a darakavicsos gyengén osztályozott homokkő pados megjelenésű, uralkodóan masszív, ritkán keresztarétegzett (I.B. fényképtábla), a rétegtalpon egyszerű kanyargós járatokkal.

A homokkő üledékszerkezetei áramló közeget jeleznek: a ritka keresztlamináció közepes sebességű, ún. alsó áramlási tartományra, a síklamináció igen gyors, felső (szuperkritikus) áramlási tartományra utal. Gyakorlatilag Boumaszekvenciák T_b és T_c tagjaként értelmezhetők, viszonylag híg, gyors zagyrák termékeként. A keresztarétegzett pados homok nagyobb vastagságú vagy hosszabban tartó zagyrák terméke (vö. MUTTI F9 fácies; KNELLER & BRANNEY

* A 4. ábra nyomdatechnikai okokból a füzet végén bekötve található.

1995). Vastag síklaminált homokkő-dara réteg minden esetben konglomerátum réteg felett következik (3. és 4. ábrák). Egyes esetekben megfigyelhető hirtelen, de mégis fokozatos átmenetük, másutt réteghatár gyanítható közöttük. Mindkét esetben eltérő mechanizmusú tömegmozgás-típusok meglehetősen gyakori alakulásáról van szó (*flow transformation*, MUTTI 1992).

Kaotikus szövetű, mátrixvázú konglomerátum (Kk)

Osztályozatlan, mátrixvázú konglomerátum (II, III. fényképtábla) alkotja a durvatörmelékes betelepülések jelentős részét. A rétegek eróziós határfelülettel települnek HI fáciesű homokkőre, esetenként terheléses szerkezetek is felismerhetők. A konglomerátum rétegeket felfelé is mindig HI követi. A konglomerátum padok vastagsága 0,2-2 m között változik, felfelé vastagságuk csökken, ezzel párhuzamosan a klasztok maximális szemcsemérete is csökken (3. ábra).

A mátrix nagyon hasonló a síklaminált homokkő-dara összetételéhez, közép-, durvaszemcsés homok, dara és mészszipap keveréke alkotja (II.A, III.A. fényképtábla), gyakran nagyon sok nummuliteszt tartalmaz. Az elegyrészeket alkotó kavicsok mérete rendkívül változatos: az aprókavicstól a görgetegen át, a méteres kötömbig terjed (II.C, III.B. fényképtábla). Összetételében szintén változatos; nagy mennyiségben vannak jelen koptatott-kerekített klasztok idősebb mezozoos képződmények lepusztulási termékeként: abrázis, fúrókagylónyomos triász dolomit (II.C. fényképtábla), és algagyepes mészkő kavicsok, görgetegek (II.D, III.B. fényképtábla), kvarchomokkő, és tűzkő kavicsok, idősebb eocén mészkövek törmeléke (III.A. fényképtábla). Ezenkívül rendkívül jelentősek a közel egyidős intrabazinális felső-eocén koptatlan mészkő és mészszipafosztlányok (II.D, III.A. fényképtábla). Az egyidős karbonátanyag jelenléte általános, de néhány rétegben (4. ábra pl. 37, 38. rétegek) kiemelkedő mennyiségben dúsul. Ezenkívül feltépett intraformacionális homokkő és márga lepények is gyakoriak.

A konglomerátum leggyakrabban rendezetlen szövetű (II, III. fényképtábla), ritkán inverz gradált (II. B. fényképtábla), osztályozatlan, gyakoriak a környezetükből méretükkel kiugró görgetegek, kötömbök (II.D, III.B. fényképtábla). Mennél durvább az átlagos szemcseméret, annál rendezetlenebb a szövet. A kötömböket, görgeteget nem tartalmazó konglomerátum rétegei valamivel rendezettebb szöveti képet mutatnak. Esetenként felismerhető egy vékony fordítottan gradált, majdnem szemcsevázú bázis, amely felett csóvás gradációval mátrixvázú rész következik. Körülbelül a rétegvastagság harmadánál a klasztok jelentősen megfogyatkoznak, relatíve megnő a mátrix mennyisége, egy-egy elszórt kavicsal. Ez a típus átmenetet jelent a kavicsos homokkő fácies felé. A szöveti elemek "hígulása" a réteg teteje felé a legdurvább, legrendezetlenebb rétegekben is megfigyelhető.

A Rábl-patak völgyében a kaotikus konglomerátum (Kk) egy kicsiny foltja bukkan a felszínre. Valószínűleg egyetlen, a feltárás méreténél nagyobb vastagságú réteg jelenik meg. Homok mátrixban elszórt eocén faunaelemek, szórványos kavicsok mellett hatalmas áthalmazott foraminiferás eocén márga klasztok teszik kaotikussá a szöveti képet (LESS 1987).

A konglomerátumrétegek nagysűrűségű tömegfolyások termékei. A mátrix-vázú, rendezetlen szövet gyors, a szemcsék elkülönülését meg nem engedő ún. kohézív törmelékfolyásra utal. A teljes réteget jellemző inverz gradáció hiánya befagyást jelez. A csóvás gradációt, illetve a gradált, szemcsevázú szőnyeget tartalmazó rétegek hosszabb szállítást szenvedtek, a hiperkoncentrált áramlás felhígult és átalakult kavicsos, majd homokos összetétel sűrű zagygyá (vö. LOWE 1982; MUTTI 1992). A kavicsok bázismenti szoros illeszkedése magyarázható az elvonuló tömegár szemcséinek késleltetett ülepedése (*hindered settling*) és/vagy állandó üledékutánpótlás miatt bekövetkező fokozatos gyarapodással (KNELLER & BRANNEY 1995). A konglomerátum és a kavicsos homokkő által képviselt, még mozgó üledékszőnyeg nem jutott el a híg zagy állapotig.

Kavicsos homokkő (Hk)

Az előző fáciessel (Kk) szoros genetikai rokonságban az összlet alsó és felső, uralkodóan finomabb szemcsés részén jelennek meg középszemcsés–darakavicsos homokkő rétegek, melyek elszórt kavicsokat tartalmaznak (3. *ábra*). Néha inverz, néha csóvás normál gradáció is megfigyelhető. A rétegek vastagsága 0,1–0,6 m között változik. Márgaréteg vagy lemezes finomszemcsés homokkő (Hf) követi. Gyakori váltakozásai a Hf fáciessel helyettesíti az összlet középső részének Kk–Hl ciklusait.

Kialakulásának mechanizmusa valószínűleg megegyezik a Kk fáciésnél leírtakkal, azaz sűrű mozgó tömegből ülepedett, csak kiindulási anyaga volt eredendően finomabb. Az áramlás átalakulása, – hígulása –, itt sem jutott el a híg zagyig, ezért nem ismerhetők fel klasszikus turbidit rétegek (Bouma szekvenciák).

Osztályozott, szemcsevázú konglomerátum (Ko)

Külön kiemelendő a 13. és a 38. réteg (4. *ábra*), mely szövetében és így képződési mechanizmusában is eltér a többi konglomerátumrétegtől. Az uralkodóan szemcsevázú (I.C, I.D. *fényképtábla*), közepeskavics méretű konglomerátumban alárendelten megjelenő mátrix durvaszemcsés homokkő–dara. A gradáltság a rétegen belül laterálisan változik a nem gradálttól az inverz szőnyeg felett hígulással megjelenő normál gradációig. Esetenként a(p)a(i) típusú zsindeység is megfigyelhető (I.C, I.D. *fényképtábla* vö. WALKER 1978). Gyakran az elegyrészek, – kavicsok, nummuliteszek –, rendezetten, a rétegzéssel közel párhuzamosan helyezkednek el. Ez utóbbi átmenetet mutat a síklaminált homokkő fáciés (Hl) szöveve felé.

Keletkezésekor a hiperkoncentrált szemcsefolyás lehetett a kiindulási állapot, amely kavicsos, viszonylag híg zagy tevékenységbe váltott át (vö. LOWE 1982; MUTTI 1992). Tömeges kiülepedés ("T_a") és a "szemcsénkénti" szállításból létrejövő lamináció ("T_b") átmenetét figyelhetjük meg kavicsos szemcseméret esetén.

Puha deformációs jelenségek: a szedimentációval egyidős tektonika bizonyítékai

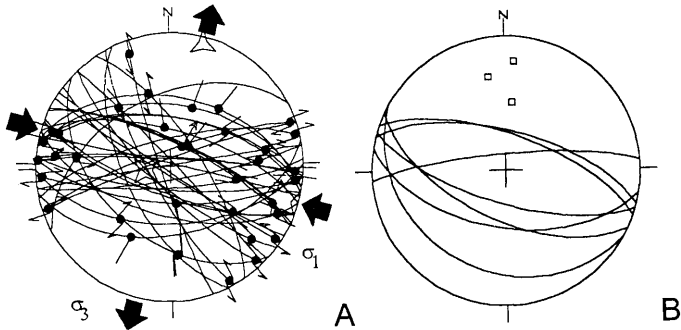
Bár a Sánc-hegyi szelvény vetőinek többsége üledékképződés és cementáció után képződött, bizonyos jelek azonban szinszediment működésre is utalnak. A legészakibb blokkban (I. blokk a 4. ábrán) olyan deformáció jelenik meg, amelyik nem egy töréslap mentén, hanem egy szélesebb zónában lép fel. E zónában a rétegzés meghajlik, a rétegek a nyírás következtében elvékonyodnak. E zónák csak bizonyos rétegcsoportokat érintenek, felfelé eltűnnek. Példaként említhetjük a 7. és 9. réteget (4. ábra), előbbi a deformációs zónában egy kavicszinór vastagságúra nyíródik (IV.A. fényképtábla). Valószínűleg a 11-es réteg is deformálódott, majd egy része erodálódott. A zóna láthatóan nem metszi a 13-as réteget. E jegyek arra mutatnak, hogy a deformáció a 7., 9., 10. és 11. rétegeket puha állapotban, még a 13-as réteg leülepedése előtt érintette. A rétegeket plasztikusan meghajlító-elnyíró deformáció az aljzat merevebb törésvonaljainak hatását tükrözi.

Két nagy normálvető is működött már az üledékképződés alatt. A déli (IV. blokk) esetében (2. ábra) a rétegdőlés a levetett blokkban alulról felfelé fokozatosan csökken. Ez összevetve a vető ívelt jellegével azt mutatja, hogy itt egy részben szinszediment, ívelt (lisztrikus) vetővel van dolgunk. Az elvetés részben az üledékképződés alatt, részben utána jelentkezett. Az I/II. blokkokat elválasztó vető (IV.B. fényképtábla) mentén a 13. réteg elvonszolódik, míg a felette lévő 38. és 39-es padban ez kevésbé látszik (4. ábra). Ez azt eredményezi, hogy az üledékvastagság a két pad között a vetőtől távolodva erősen nő, sőt olyan rétegtag jelenik meg, a 37. réteg, amely a vető előtt kiékelődik és így a fennmaradt szárnyon nem is volt jelen. A levetett és fennmaradt szárnyon tehát a réteget illetően vastagságkülönbség áll fenn, vagyis a vető a 37. réteg ülepedésével egyidőben valószínűleg működött.

A szelvény északi részén, a fedő márgában néhány, centiméter széles, homokkővel kitöltött üledékes telér látható (4. ábra), a homok egy felsőbb rétegből, leülepedése idején hatolt mai helyére.

Az említett üledékes normálvetők és telérek közel K–Ny-i csapásúak, párhuzamosak a poszt-üledékes normálvetőkkel. Úgy tűnik tehát, a feszültségtér tengelyirányai nem változtak jelentősen a késő eocén és az azt követő deformációs fázisban. Utóbbi feszültségtérrel jól ismerjük, közel K–Ny-i kompresszió és É–D-i tenzió jellemezte (5. ábra).

A szinszediment deformáció jól illeszkedik a környékbeli megfigyelésekhez. A Budai-hegységben pl. az üledékképződést befolyásoló vetők NYÉNY–KDK-i kompresszió és ÉÉK–DDNY-i extenzió hatására jöttek létre (MAGYARI 1994; FODOR et al. 1992). Hasonló, szinszediment szerkezeteket és feszültségtérrel ismeret KERCSMÁR (1995) a tatabányai Keselő-hegyről, FODOR (in ÁRGYELÁN & FOGARASI 1995) Nagygyházáról, KUN-JÁGER et al. (1996) a Héregi-medence pereméről. Mindezen jegyek jól egyeznek a leírt sánc-hegyi deformációval, vagyis a szinszediment deformáció léte és kinematikai-dinamikai jellege általánosnak tekinthető a Gerecse – Budai-hegység területén. Különbség csak annyiban je-



5. ábra. A szerkezeti elemek sztereografikus vetületi képe és a (posztüledékes) vetőkarcokból számított feszültségtér irányai. A. Összes karcos vető felhasználásával. B. Szinszediment vetők, tenziós hasadékok és karc nélküli vetők felhasználásával. σ_1 a kompresszió, σ_3 a tenzió irányja. A B ábra kis négyzetei az üledékes telérek normálisának (a telér síkjára merőleges egyenesnek) a vetületei

Fig. 5. Stereographic projection of the measured structures and the main stress axes as calculated by means of slicken-sided fault planes. A. All faults with slicken-sides. B. Synsedimentary faults, tensional gashes and faults without slicken-sides σ_1 is the axis of compression, σ_3 is the axis of tension. The small squares on the figure B correspond to the poles of the synsedimentary dykes

lentkezik, hogy a Gerecsében inkább normálvetős-eltolódásos, a Budai-hegységben pedig eltolódásos-rátolódásos szerkezetalakulás történt.

Szállítási irányok

Az összletben közvetlenül az anyagszállítás irányára utaló bélyegeket nem találunk. A nagyon kis mennyiségben, egyes rétegek bazális zónájában előforduló zsindelesség K-ÉK-ról NY-DNY-ra, történő szállítást jelez (I.C, I.D. fényképtábla, 4. ábra), de ez nem tekinthető kielégítő mennyiségű, megbízható adatnak. A 36-37. réteg csatorna-alakja a szelvényre merőleges, szintén K-NY-i szállítást sejtet. Ennek részben ellentmond a 36. réteg által elnyesett konglomerátum testek alakja, rétegdőlési irányai. Néhány pad (19-20) délről – északra az alatta levőre lapolódni látszik, mintha ebben az irányban szállítódott volna. Ugyanezt az irányt sejteti a nyírózónák elhelyezkedése is. Mindezek szerint a medenceperem északkelet vagy délnyugat felé keresendő. Ez utóbbi ellentmond jelen ősföldrajzi ismereteinknek, melyek szerint a feltárástól délre-délnyugatra a Dunántúli-középhegység területén a Bakonytól a Budai-hegységig nagy területű, batiális felső-eocén medence helyezkedett el (BÁLDI-BEKE & BÁLDI 1985). További megoldandó kérdés a hatalmas triász dolomittömbök közeli származási helye, melyeket a Duna másik oldaláról eredeztethetünk(?). A jövő feladata lesz a képződmény pontos lehatárolása, a vele összefogazódó, szomszédos környe-

zeti övek felkutatása, a szállítási irány és a forrásterület megnyugtató meghatározása.

Üledéklerakódási környezet

A Piszkei Márga autochton ősmaradványtartalma minden kétséget kizáróan bizonyítja annak nyílt- és mélyvízi eredetét. A batiális márgába települő durvatörmelékes összlet minden rétege jelentős mértékű áthalmozás bélyegeit viseli magán. Erre utalnak a mátrixban megjelenő sekélytengeri eredetű fossziliák, a szintén a sekély régióból feltépett, alig konszolidált mészszipak klasztok is.

A durvatörmelékes betelepülés vastagsága, az egyedi események viszonylag kis száma arra utal, hogy nem kell nagy térfogatú anyagátrendeződést keresnünk. Kis méretű törmelékkepek létezése nem zárható ki ugyan teljesen, de nagyobb arányú fáciesváltozékonyságra számíthatnánk ebben az esetben. Jól ismert morfológiai elem és üledékgyűjtő térszín maga a lejtőkörnyezet is. Lejtők nagyon gyakran lehetnek tektonikai elemek által meghatározottak (RUPKE 1978; STOW 1988). A puha deformációs, szinszediment nyírási jelenségek és az üledékképződéssel egyidős vetők a sánc-hegyi összletben is erre utalnak. Az üledékösszlet kis vastagsága, kis kiterjedése (?) szintén a vetős eredetet valószínűsítheti.

A lejtőkörnyezetben előfordulhatnak egyedi suvadási események, ezek ismétlődő felújulásai, tovább harapózása, valamint a sekély régióból egyéb okból lezúduló, de a lejtőn megálló és lerakódó anyagáthalmazások (üledéklebenyek). LOWE (1982), ALEXANDROWSKY et al. (1986) és MUTTI (1992) mind a suvadásos, mind a lebeny eredetű tömegmozgást egymásba fokozatos átmenetet mutató folyamatnak tekinti. POSTMA (1984) két- és háromsztatú rétegeket, kisciklusokat, - mint pl. Kk+Hl vagy Hk+Hf+M, csuszamlás eredetű tömegmozgásokkal magyaráz, ahol a suvadási sebhelyből származó anyag mind lejtőirányban, mind vertikálisan (cikluson belül) osztályozódik, mialatt a suvadási pályán lefelé csúszik, és végül szintén üledéklebeny formájában rakódik le.

A sánc-hegyi összletben jelentős mennyiségű terrigén eredetű törmelékanyag és nagy mennyiségben megjelenő, az egyidős "selfről", sekély peremtengerből még konszolidáció előtt a mélybe került karbonátos anyag halmozódott át és keveredett a lejtőn már korábban nyugalmomba került üledékekkel. Ezek sem zárják ki a suvadásos eredetet, amennyiben feltételezhető, hogy a suvadások a selfperemig hátraharapóztak. Ismeretes, hogy relatív tengerszintesések is kiválthatják a self anyag mélybe halmozását, instabil, suvadásos-csuszamlásos lejtőviszonyok kialakulását. Ilyenkor azonban jelentős térfogatú mélytengeri kúpok megjelenésére számíthatunk a lejtő talpánál, amelyet egyelőre nem találtak meg a Piszkei Márgában, bár a késő eocénben (NP 18. zóna alján, cf. HAQ et al. 1987) is volt markáns eusztatikus eredetű tengerszintesés.

A sánc-hegyi durvatörmelékes összlet szinszediment vetőkkel preformált lejtőn lerakódó üledéklebenynek tekinthető, ahol a mozgást kiváltó ok egyaránt lehet tengerszint változás, lokális tektonikai mozgások vagy egyszerűen lejtő-instabilitás.

Posztüledékes szerkezetek

A szelvény négy főbb tektonikai egységre osztható (2. és 4. ábrák). Délről észak felé haladva a blokkokat egy délre dőlő lapos normálvető (III/IV.), egy függőleges eltolódás (II/III.), valamint egy északra dőlő normálvető (I/II.) határolja, utóbbinak is lehet eltolódásos komponense.

A két normálvető mentén a jellegnek megfelelő elvonzolódás látszik a rétegekben. A nagy vetőkön kívül számos kisebb, 10–200 cm elvetésű vető tagolja a rétegeket. A vetőlapokon karcok is megjelennek, dőlésirányúak vagy vízszintesek (IV.D. fényképtábla) és gyakori a kettő közötti átmenet (ferde karc, IV.C. fényképtábla) is. A dőlésirányú karcok normálvetőkhöz kapcsolódnak, a vízszintesek balos vagy jobbos eltolódások. A normálvetők csapása K–Ny-i, a balos eltolódásoké ÉNY–DK-i, a jobbosoké NYDNY–KÉK-i. A nagy vetők is ezeket az irányokat követik. A vetőkön kívül húzásos hasadékok is megfigyelhetők, jórészt a márga összletben. Kitöltésük általában rostos gipsz, csapásuk a normálvetőkével párhuzamos. A karcos vetők alapján kiszámítható a feszültségtér; illetve a maximális és minimális feszültségtengely, K–NY-i (KDK–NYÉNY) és É–D-i (ÉÉK–DDNY) irányú (5. ábra).

A posztüledékes deformáció korának kérdése a feltárásból magából nem oldható meg, távolabbi adatokat kell figyelembe venni. Valószínűleg a teljes szelvényt is K–NY-i, NYÉNY–KDK-i irányú vetők határolhatják, amelyek csapásban Mogyorósbánya felé folytatódhatnak. GIDAI et al. (1981) térképe szerint itt NYÉNY–KDK-i irányú, 100–300 m elvetésű vetők húzódnak, amelyek a sánc-hegyi vetők alapján normál-jobbos vetők lehetnek. Ha a korreláció igaz, a deformáció poszt-egri, legalább kora miocén.

A sánc-hegyihez hasonló posztüledékes deformációt az eocén és oligocén, sőt, eggenburgi képződményekben kissé távolabb is megfigyeltek. Ilyen terület a környező Gerecse (BADA 1994; BADA et al. 1996), a közeli Budai-hegység (FODOR et al. 1994), illetve a Darnó-zóna környéke (MÁRTON & FODOR 1995). Ezek alapján e posztüledékes deformáció az ottangit megelőzően jelent meg, legvalószínűbben az eggenburgiban.

Érdekes, hogy GIDAI et al. (1981) térképén a feltárástól közvetlenül NY-ra egy É–D-i csapású vető húzódik. Ezen vető lezökkent blokkjában jelenik meg a Sánc-hegy. Ez az É–D-i vető és a kapcsolódó árok dél felé Bajótig tarthat (GIDAI 1989). Ilyen vetőnek mikrotektonikai nyoma a feltáráásban nem mutatkozott. A nagy vetők BADA (1994) közeli mérései alapján K–NY-i tágulás hatására jöhettek létre. A törések térképről leolvasható sorrendjéből (fiatalabb voltából), illetve BADA et al. (1996) alapján ezen É–D-i normálvető aktivitását a középső- késő miocénre tehetjük. Lehetséges, hogy a Duna hirtelen északra kanyarodását is közvetve ez a normálvető okozta, ugyanis az erodáló folyó a keményebb, levetett helyzetű konglomerátum-összletet elérve, a vetővel párhuzamosan kitérhetett.

Összefoglalás

A felső-eocén Piszkei Márgába települő sánc-hegyi sorozat egy karbonátos kifejlődésű sekély tenger és a mély medencét képviselő márga közötti, valószínűleg vetőkkel tagolt, lejtős térszínen, üledéklebenyként rakódott le, plasztikus, nagysűrűségű törmelékfolyások és zagyarak révén. Az üledékképződést valószínűleg tektonikai aktivitás kiváltotta sorozatos csuszamlás és suvadás indította el. A suvadási sebhelyek hátraharapózása elérhette a sekély, karbonátos üledékgyűjtőt, melyből az alig konszolidált mészszipa a mélybe került és közben keveredett a szárazulatról származó, normális körülmények között a "selfen" akkumulálódó törmelékkel. A felfelé durvuló szemcseméretű és növekvő rétegvastagságú, majd tendenciát váltó és csökkenő szemcseméretű és rétegvastagságú összlet a lebeny kialakulását, közeledését, majd távolodását és fokozatos elhalását jelzi.

A szelvény kétfázisú, posztüledékes deformációt is szenvedett. A korábbi, kora miocén fázis 4 blokkra tagolta a szelvényt, a szinszediment vetőkkel meg egyező csapású szerkezetek mentén, K-NY-i kompresszió és É-D-i tenzió hatására. A későbbi, középső- késő miocén K-NY-i tágulás folytán a szelvény egy É-D-i normálvető levetett blokkjába került.

Köszönetnyilvánítás

Elsőként éles szemű kollégáknak, VARGA Péternek tartozunk köszönettel, aki a terepi észlelésekben és felvételezésben volt nélkülözhetetlen társunk. Ugyancsak a terepmunkát segítette SZABÓ Sándor és öreg Wartburgja. BALDI Tamásnak és BALDINÉ BEKE Máriának az ősmaradványok meghatározásáért és munkánk támogatásáért tartozunk köszönettel. KECSKEMÉTI Tibor és KÁZMÉR Miklós építő kritikai észrevételeit is köszönjük. Anyagi fedezetet az OTKA 1202., T015976. számú pályázata és az F. 014508 számú ifjúsági pályázata nyújtott.

Bathyal slope deposits in the Paleogene Basin: A case study of the Upper Eocene Piszke Marl (Nyergesjfalu, Sánc Hill, Hungary)

Orsolya SZTANÓ – László FODOR

The Sánc Hill section is situated in the North-Pannonian megaunit of the Carpathian–Pannonian area (Fig. 1). The Sánc hill is the northernmost outcrop of the Transdanubian Paleogene Basin. Some boreholes in Slovakia revealed the continuation of this basin up to its northern fault-bounded margin, the Diósjenő fault. The outcropping Eocene sections represent the youngest – although eroded – member of the Bakony Eocene basin (BÁLDI-BEKE & BÁLDI 1985, 1990) and provide information about its sedimentological and structural character.

At the Sánc Hill road-cut, Nyergesűjfalu and in the valley of the nearby Rábl-creek a series of conglomerate and sandstone appears as an approximately 30 m thick intercalation in the Piszke Marl (Figs 1, 2). The coarse-grained strata are characterized by an upward coarsening–thickening to fining–thinning lithological trend (Fig. 3). The age of the Piszke Marl is Priabonian (Late Eocene), proven by nannoplankton (NP18–19) and foraminifera (*Globigerapsis semiinvoluta* zone). The Piszke Marl contains fossils from various ecologic ranges of which plankton foraminifera, small thin-shelled molluscs, some solitary corals and some of the ostracodes indicate deposition at a bathyal depth. The coarse clastics contain coeval shallow marine fauna (*Nummulites*, *Discocyclus*, red algae, echinoids), semi-consolidated clasts of coeval shallow marine carbonates and extrabasinal hard blocks in part reduced to pebbles derived from well-known Mesozoic rocks. Most of earlier studies did not recognize the redeposited character of the shallow marine fauna; thus they placed the conglomerates and sandstones on the shelf of the littoral zone.

Six facies units were distinguished within the coarse-grained intercalation of the Piszke Marl (Figs 3 and 4). Millimetre to decimetre thick laminated marl (M) can be found mainly in the upper part of the section immediately above sandstone (Hf) layers. Fine-grained, laminated sandstone (Hf) is a few centimetres to metres thick and occurs above coarse-grained or pebbly sandstone (Hk). There are no graded beds, but small bi- or tripartite cycles of the above facies units. These beds may have been deposited from the tail of vanishing turbidity currents. Medium-grained to granule sandstone (Hl) occurs as 0.5–2 m thick strata above conglomerates (Kk, Ko). Well-developed horizontal lamination is the most characteristic structure; this is also emphasized by individual foraminifer shells and fine debris of molluscs in bed-parallel orientation. Only the upper part of the beds shows some gradation occasionally fine cross-lamination also appears there. This unit (Hl) is interpreted as Bouma T_b to T_c sequences made by relatively thick sandy turbidity currents. The majority of the conglomerate beds (Kk) overlays an erosional surface, are

badly-sorted from pebbles to boulders(!) and are mainly matrix supported. The matrix is the same as for the H1 sandstones, the clasts are partly extrabasinal, partly intrabasinal in origin, and intraformational rip-up clasts also occur. The larger the out-sized blocks, the more chaotic is the fabric which appears (mainly at the centre of the section, *Fig. 3*). In pebble to cobble conglomerates an almost clast-supported inversely graded basal zone is overlain by a thick zone of coarse-tail grading in sandy, matrix-supported conglomerates. Cohesive debris flows to high density turbidity flows may have occurred. The relatively organized basal zone of the beds may have been formed by gradual aggradation and hindered settling. Facies unit Kk is always overlain by H1. At the boundary of the conglomerates (Kk) and sandstones (H1) flow transformation (hydraulic jump?) and abrupt thinning of the flow may have occurred. In the lower and in the upper part of the section Kk is substituted by pebbly sandstone (Hk). Occasionally a clast-supported inverse- to normally-graded conglomerate (Ko) occurs (bed 13, *Fig. 4*) with weak imbrication to bed-parallel pebble orientation. This latter shows close resemblance to the nature of the H1 facies unit. The parent may have been a hyperconcentrated grain flow with transition to gravelly turbidity flows. In summary both the mixed shallow and deep marine fauna, both grain fabric and sedimentary structures clearly indicate submarine redeposition by gravity mass movements. The small thickness and areal extent of coarse-grained redeposited sediments infer only minor slumps on a submarine slope instead of a small fan.

In addition to soft-sediment deformation zones, synsedimentary faults and neptunian dykes are also present in the conglomerates and sandstones. A few beds (8, 9, 10, 11 and 12, *Fig. 4, table IV. A.*) were deformed (bent, sheared and almost torn) in a semi-consolidated state before deposition of bed 13. This plastic deformation of semi-consolidated sediments may have been induced by "brittle" faults in the bedrock below. The synsedimentary activity of two large normal faults is also suspected. On the southern wing of the roadcut, subsequent beds of the block IV. on *Fig. 2* show an upward decreasing angle of dip in the hangingwall of a listric fault. The northernmost fault (between blocks I. and II.) is a growth fault operated during deposition of bed 38 with decreasing intensity up to deposition of bed 39, resulting in different thickness of strata in the hangingwall and footwall. The observed synsedimentary faults and dykes are parallel with post-sedimentary normal faults and all show an approximately E-W strike. Thus the Late Eocene and the following stress fields was similar, characterized by E-W compression and N-S tension (*Fig. 5*). Similar synsedimentary Eocene deformation is known from the Buda and Gerecse Hills.

At the SÁnc Hill section there are some indications (by clast imbrication, onlap and pinching out of some beds, and dip of palaeoslope) of sediment transport direction from east to west and from south to north. This latter data is, however, in contrast with our present knowledge, with the centre of the bathyal Late Eocene basins lying to the south of the Gerecse Mts.

In summary, deposition must have occurred at a significant depth on a tectonically active slope between the shallow carbonate platform and the

bathyal basin. Coarse-grained depositional lobes may have been formed in connection with subsequent backstepping of slump-scars, thus causing the shelf break ("basin-margin break"). There is no direct evidence for relative sea-level drops initiating redeposition, but we believe this was primarily tectonically induced. It should be emphasized that this basin is in an intermediate position between the Bakony Eocene Basin which was at a bathyal depth already during the Bartonian to Early Priabonian. No synsedimentary features have yet been discovered and the Buda Eocene wick arrived just at the time of the bathyal realm shows remarkable synsedimentary evolution.

Postsedimentary faults seen in the roadcut are mostly of Early Miocene, similar to those found in the Gerecse, the Buda Mts. and in Northern Hungary. The cliff itself may have been formed by erosion by the Danube, thus exposing the resistant hanging wall of a N-S trend to a Middle to Late Miocene fault.

Irodalom – References

- ALEXANDROWSKY, P., SLIWINSKI, W., WOJEWODA, J. 1986: Frontally and surficially fluidised slump to debris flow sheets in an alluvial sequence. – In: TEISSEYRE A.K. (ed.): 7th IAS Excursion Guide book, 9–23.
- ÁRGYELÁN, G., FOGARASI A. (eds) 1995: Upper Cretaceous and Paleogene of the Transdanubian Central Range. – Excursion Guide, MÁFI, 98 p.
- BADA G. 1994: A paleofeszültségter fejlődése a Gerecse hegység és kelet-délkeleti előterének területén. (Evolution of the paleostress field in the Gerecse Hills and their southern and southeastern vicinity). – Egyetemi szakdolgozat, ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, (Master thesis, Eötvös Univ.), 147 p. (in Hungarian).
- BADA G., FODOR L., SZÉKELY B., TIMÁR G. 1996: Tertiary brittle faulting and stress field evolution in the Gerecse Mts., N. Hungary. – *Tectonophysics* 255, 269–290.
- BÁLDI-BEKE, M. 1984: The nannoplankton of the Transdanubian Palaeogene formations. – *Geologica Hungarica Ser. Pal.* 43, 1–307.
- BÁLDI-BEKE, M., BÁLDI, T. 1985: The evolution of the Hungarian Palaeogene basins. – *Acta Geologica Hungarica* 28, 5–28.
- BÁLDI-BEKE M., BÁLDI T. 1990: A bakonyi eocén medence süllyedéstörténete (Subsidence history of the Bakony Eocene basin). – *Általános Földtani Szemle* 25, 83–118.
- BÁLDI-BEKE, M., BÁLDI, T. 1991: Palaeobathymetry and palaeogeography of the Bakony Eocene Basin in Western Hungary. – *Palaeogeography, Palaeoecology & Palaeoclimatology* 88, 25–52.
- CSONTOS, L., NAGYMAROSY, A., HOVÁTH, F., KOVÁC, M. 1992: Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model. – *Tectonophysics*, 208, 221–241.
- FODOR, L., MAGYARI, A., 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, 695–716.
- FODOR L., MAGYARI Á., FOGARASI A., PALOTÁS K. 1994: Tercier szerkezetfejlődés és késő paleogén üledékképződés a Budai-hegységben. A Budai vonal új értelmezése. (Tertiary tectonics and Late Paleogene sedimentation of the Buda hills, Hungary. A new interpretation of the Buda line). – *Földtani Közlöny* 124, 129–305 (in Hungarian with extended English abstract).
- FODOR L., SZTANÓ O., VARGA P. 1990: Lejtőcsuszamlásos formák a gerecsei felső-eocén Piszkei Márgában (Redepositional slope structures in the Upper Eocene Piszke Marl, Gerecse Mts.). – Kézirat, ELTE Földtani Tanszék (Manuscript, Eötvös Univ.), 15 p. (in Hungarian).
- GIDAI L. 1968: A Nyergesújfalu-29. sz. fúrás földtani eredményei. (Geologische ergebnisse der Bohrung Nyergesújfalu Nr. 29). – *MÁFI Évi Jelentése 1966-ról*, 141–145 (in Hungarian with German abstract).

- GIDAI, L. 1971: Les données fournies par la révision géologique de quelques affleurements éocènes classiques de la région nord-est de Transdanubie. – *MÁFI Évkönyve* 54/1, 79–97.
- GIDAI, L. 1989: Az alsó-eocén barnakőszéntelepek kifejlődési viszonyai Bajót környékén. (Formation conditions of the Lower Eocene brown coal seams in the Bajót environs). – *Földtani Közlöny* 119, 45–57 (in Hungarian with English abstract).
- GIDAI, L., NAGY, G., SÍPOSS, Z. 1981: A Dorogi-medence földtani térképe, 1: 25 000 (Geological map of the Dorog Basin). MÁFI.
- HANTKEN, M. 1868: Lábatlan vidékének földtani viszonyai. (Geology of the neighbourhood of Lábatlan). – *Magyarhoni Földtani Társulat Munkálatai* 4, 48–56 (in Hungarian).
- HANTKEN, M. 1871: Az esztergomi barnakőszén terület földtani viszonyai (Geology of the Esztergom coal district). – *Földtani Intézet Évkönyve* 1, 3–140 (in Hungarian).
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J., VAIL, P.R. 1987: Chronology of fluctuating sea-levels since the Triassic. – *Science* 235, 1156–1167.
- KERCSESMÁR, Zs. 1995: A Tatabányai medence keleti peremének őskörnyezeti rekonstrukciója és tektonosedimentológiai vizsgálata. (Paleoenvironmental reconstruction and tectonosedimentological investigation of the eastern margin of the Tatabánya basin). – Szakdolgozat, ELTE Őslénytani Tanszék, (Master's thesis, Eötvös Univ.), 120 p. (in Hungarian).
- KNELLER, B.C., BRANNEY, M.J. 1995: Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive sands. – *Sedimentology* 42/4, 607–616.
- KUN-JÁGER, E., VARGA, B., BAJNÓCZI, B. 1996: A Héreg-Tarjáni-medence szerkezete. (Structure of the Héreg-Tarján basin). Tudományos Diákköri dolgozat, ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék (Student works at the Eötvös Univ., Dept. Applied and Envir. Geol.), 120 p. (in Hungarian).
- LESS, Gy. 1987: Az európai Orthophragminák őslénytana és rétegtana. (Paleontology and stratigraphy of the European orthophragminae). – *Geologica Hungarica, Ser. Pal.* 51, 373 p.
- LOWE, D.R. 1982: Sediment gravity flows II: depositional model with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. – *Journal of Sedimentary Petrology* 52, 279–297.
- MAGYARI, Á. 1994: Késő-eocén transzpresszió a Budaörsi hegyekben. (Late Eocene transpression in the Buda hills). – *Földtani Közlöny* 124, 155–173 (in Hungarian with English abstract).
- MÁRTON, E., FODOR, L. 1995: Combination of paleomagnetic and stress data: a case study from North Hungary. – *Tectonophysics* 242, 99–114.
- MONOSTORI, M. 1982: Stop 1, 2, 3 – In: BÁLDI, T., HORVÁTH, M., KÁZMÉR, M., MONOSTORI, M., NAGYMAROSY, A., VARGA, P. 1983: The Terminal Eocene Events. Field Guide to Late Eocene (Priabonian) Early Oligocene (Kiscellian) Profiles of Hungary. – Visegrád Meeting, Eötvös University, Dept. Geol., 5–18.
- MUTTI, E. 1992: Turbidite sandstones. – AGIP, Instituto di Geologia, Università di Parma, 275 p.
- POSTMA, G. 1984: Mass flow conglomerates in a submarine canyon: Abrijoa fan-delta, Pliocene, southeastern Spain – In: KOSTER, H.E., STEEL, R.J. (eds), Sedimentology of gravels and conglomerates, *CSPG Memoir*, 237–258.
- RUFKE, N.A. 1978: Deep clastic seas – In: READING, H.G. (ed.), *Sedimentary Environments and Facies*, 372–415.
- STOW, D.A. 1988: Deep clastic seas – In: READING, H.G. (ed.), *Sedimentary Environments and Facies* 2nd edition, 399–444.
- SZÓTS, E. 1956: Magyarország eocén (paleogén) képződményei. – *Geologica Hungarica Ser. Geol.* 9, 314 p.
- TARJ, G., BÁLDI, T., BÁLDI-BEKE, M. 1993: Palaeogene flexural basin beneath the Neogene Pannonian Basin: a geodynamic model. – *Tectonophysics* 226, 433–455.
- VOGL, M. 1910: A piszkei bryozás márga faunája. (Bryozoa fauna of the Piszke Marl). – *Földtani Intézet Évkönyve* 18, 175–204 (in Hungarian).
- WALKER, S.R.G. 1978: Deep water sandstone facies and ancient submarine fans. – *Assoc. American Petroleum Geologists Bulletin* 62, 932–966.

Táblamagyarázat – Explanation of Plates

I. tábla – Plate I.

- A. Vastagpados homokkő rétegek (turbiditek), majd konglomerátum–homokkő sorozat települ lemezes elválású márgára a Sánc-hegyi útbevágás III. tektonikai blokkjában. A kép északi (bal) szélén közel függőleges helyzetű, valószínűleg jobbos vető húzódik
Thick-bedded turbidites and conglomerate-sandstone couplets follow on laminated marl in the III. tectonic block, Sánc Hill road cut. At the northern (left) edge of photo a vertical fault plane is visible (supposed dextral)
- B. Keresztrétegzett homokkő a III. blokkban (MUTTI 1992, F9 jelű turbidit fáciesének felel meg). A felvétel bal széle nyugati, jobb széle keleti irányú
Close up of cross-bedded sandstone facies (F9 sensu MUTTI 1992) in block III. The left side of the photo is to the west, the right is to the east
- C. Szemcsevázú konglomerátum (Ko, 13. réteg) zsindeyesen álló nummuliteszekkel ÉK–DNY-i szállítást (balról jobbra) jelez
Clast-supported conglomerate bed (Ko facies unit, bed no.13) imbrication of large Nummulite tests indicate transport from left to right (from NE to SW)
- D. Szemcsevázú, rendezett szövetű konglomerátum (Ko, 38. réteg) K–NY-i szállítást (jobbról balra) jelez
Clast-supported, imbricated conglomerate bed (Ko facies unit, bed no. 38) indicates transport from right to left (from E to W)

II. tábla – Plate II

- A. Konglomerátum (Kk fácies-egység, 39. réteg) durvaszemcsés homokkő mátrixszal, közel egyidős homok "lepényekkel" (nyilak)
Conglomerate (facies unit Kk, bed no. 39) with very coarse-grained sandstone as a matrix, and coeval sand "clasts" (arrows).
- B. Inverz gradáció a kaotikus szövetű konglomerátumban (Kk fácies-egység, 37. réteg déli elvégződésénél)
Inverse grading at the southern part of the bed 37. (KK disorganized conglomerate facies unit)
- C. A 37. réteg kaotikus szövetű konglomerátumában két kiugró méretű eocén homokkő görgeteg (kalapáctól balra felfelé) és egy függőlegesen álló triász mészkő kőtömb (kalapács alatt) található
Outsized clasts are of Eocene sandstone cobbles (left and above hammer) and a Triassic limestone boulder (below the hammer) in bed 37. (Kk facies unit).
- D. Kaotikus szövetű, osztályozatlan, mátrixvázú, extra- és intraklasztokat tartalmazó konglomerátum (37. réteg)
Disorganized, poorly sorted, matrix-supported conglomerate (bed no. 37) with extra- and intraclasts.

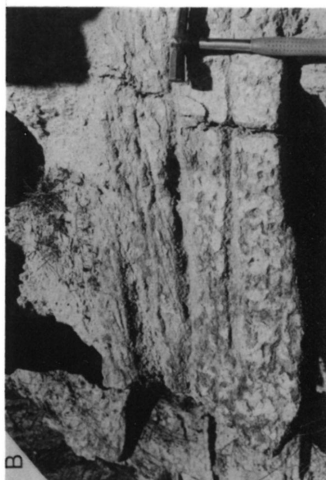
III. tábla – Plate III

- A. Félig-konzolidált állapotban áthalmozott eocén nummuliteszes mészkő (ceruzánál) és felette faunás eocén márga klaszt (nyíl) úszik durva homokos mátrixban (Kk fácies-egység)
Eocene limestone with oriented Nummulites (shown by the pencil) and Eocene fauna-rich marl above it (arrowed) was redeposited in semi-consolidated state and is surrounded by coarse sandy matrix (facies unit Kk)
- B. Fűrökagylónyomos triász bitumenes-dolomitós mészkő tömbje (37. réteg).
Large boulder of triassic bituminous dolomitic limestone was drilled on sea-shore before redeposition (Bed 37.)

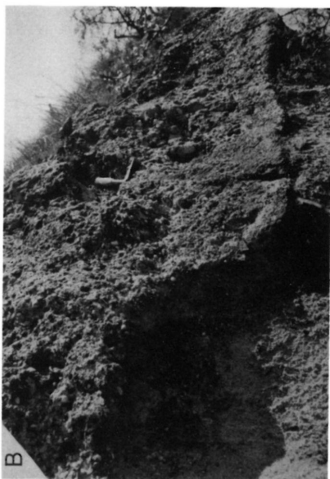
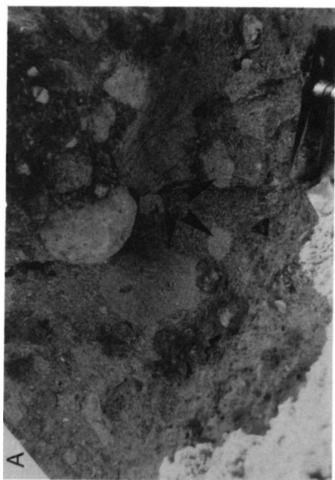
IV. tábla – Plate IV

- A. Konglomerátum (9, 11.) és homokkő (8, 10.) rétegek kivékonyodása plasztikus nyírási zónában (nyilak), amelyet a 13. konglomerátum réteg már érintetlenül lefed (háromszögek). A 9-es réteg kivékonyodását a nyilak jelzik. A felvétel bal széle észak, jobb széle déli irányú
Pinching of conglomerates (bed 9, 11.) and sandstones (bed 8, 10.) in a plastic shear zone (arrows). Deposition of bed no. 13 postdates the deformation (triangles). The thinning of the bed 9. is marked by arrows. The left side of the photo is to the north, the right is to the south
- B. Az I. és II. blokkot elválasztó nagy szin- és poszt-szediment vető.
Értelmezését lásd a 4. ábrán
Large syn- and post-sedimentary fault between blocks I. and II. Compare to figure 4.
- C. Ferde karc homokkővön a III. blokkban (200/77, pitch 60E). A mérce 10 cm hosszú
Oblique slicken-sides on sandstone in block III. (200/77, pitch 60E). Scale is 10 cm
- D. A karcok és kalcitlépcsők balos vízszintes elmozdulást jeleznek a III. blokk homokkővén (228/68, pitch 14N). A mérce 10 cm hosszú
Left-lateral strike slip is indicated by horizontal slicken-sides and calcite fibres in block III. (228/68, pitch 14N). Scale is 10 cm

I. tábla – Plate I.



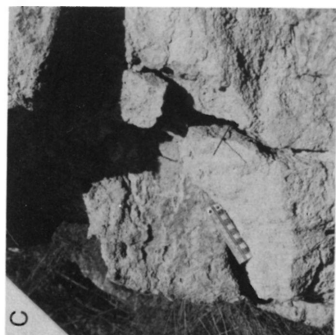
II. tábla – Plate II



III. tábla – Plate III



IV. tábla – Plate IV.



Karbonátos lejtő-üledékképződés egy liász tengeralatti magaslat oldalában, eltolódásos vetőzóna mentén (Gerecse)

Sediments of a Liassic carbonate slope controlled by strike-slip fault activity (Gerecse Hills, Hungary)

LANTOS Zoltán¹

(7 ábra, 4 tábla)

Abstract

During the Early Liassic the ongoing rifting of the Western Tethys caused tectonic subsidence and basement dissection in the area of the Transdanubian Central Range (TCR). The differential drowning of the independent blocks led to diversified "seamount-interseamount" bottom topography (GALÁ CZ & VÖRÖS 1972; BERNOULLI & JENKYN 1974). Due to this processes the Upper Triassic (Dachstein type) platform carbonates were unconformably overlain by Liassic pelagic sediments in the Gerecse Hills (at the eastern part of the TCR).

Based on sedimentological studies and structural observations of the Lower-Middle Liassic limestone series of the Western Gerecse we could identify a wide and gentle slope region with diversified facies association (Fig. 6). This slope, which represents the tectonically mobile western border of a Jurassic halfgraben, was a link between the western high (Gorba High) and the eastern more submerged "basin" region. In the Gerecse the oldest Jurassic sediments were preserved in the eastern parts, where the lowermost layers are of Late Hettangian or Early Sinemurian age (Vigh 1961a). Here the series is more complete, thicker but still condensed, pelagic successions (Liassic up to 40 m thick) were formed (Ammonitico Rosso, Toarcian Marly Ammonitico Rosso, Dogger radiolarite). On the other side in the western swell region mostly thin discontinuous and condensed series, neptunian dyke filling Hierlatz Limestones are known beginning with the Late Sinemurian (mostly Late Sinemurian and Late Pliensbachian in age, and gap till the Tithonian). This study is focusing to the N-S striking main facies boundary in the vicinity of the Malom valley (Fig. 1). In here the paleoslope is presented by redeposited bioclastic, crinoidea-brachiopod-bearing limestones, layer parallel neptunian dykes and some small-scale sediment creeping phenomena. The active Liassic tectonism is clearly evidenced by the presence of neptunian dykes and fault related sediments, eg. the Hierlatz limestone (cf. GALÁ CZ 1988; BERNOULLI et al. 1990; VÖRÖS 1991).

The observed facies were organized to a hypothetical series (Fig. 6), which is comparable but slightly different to that of the Bakony (cf. VÖRÖS 1986). The main difference is that in the case of the Gerecse the slope was more gentle, and the overall topographic difference was less. The following facies types and depositional environments were identified (with the use of the terms suggested by VÖRÖS 1986 in the case of the Pliensbachian in the Bakony): **a/ Red, massive manganiferous lst. -swell top** (Gorba (1) (Mn nodule bearing horizons but no pavements)). **b/ Sets of neptunian dykes running parallel with the edge of the high, filled up with Hierlatz lst.** (Gorba east (2): Nagy-Teke hill). **c/ Slope-side or-foot, fault related Hierlatz lst.** (Nyerges hill (3); Látó hill (4)).

¹ ELTE Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék, H-1088 Budapest, Múzeum krt 4/a
lantiz@iris.geobio.elte.hu

d/ Crinoid-brachiopod-bearing 1st. on terrace in the slope with thin intercalated Hierlatz Lst. layers (Kisgolyó (5); Gorba east (2)). e/ Basin margin, basin type 1st. succession with thin, mostly of by-pass like Crinoidal interfingering (Vöröshíd (6)). f/ Crinoidal 1st. -basin margin (Tb-2 well (7); Bányá hill (8)). g/ Ammonitico rosso limestone -basin interior (Nagy-Pisznice; Kis-Gerecse).

Most of the observed Jurassic faults were reactivated during Cretaceous and/or Tertiary tectonic phases, but the clear strike of the facies and the presence of the fault related Hierlatz Limestone in some case allowed us to select the ones from the observed fault pattern which was already active during the Liassic (Fig. 7). The interpretation of the Jurassic structural elements was carried out with the help of the observed usually small size, not reactivated synsedimentary faults and neptunian dykes. The latter are supposed to formed parallel with the potentially normal faults. With the aid of these tension indicators we can attempt to reconstruct the fault kinematic, the tectonical regime which supposedly led to the platform dissection and played predominant role during the Liassic tectono-sedimentary evolution.

According to our interpretation (Figs 6 and 7), this slope of recent N-S strike representing the eastern edge of the Gorba high was controlled by left lateral strike-slip fault activity (NE-SW transtension). The main fault zone could be interpreted as a left lateral-normal fault, dissected by close to perpendicular (WNW-ESE) normal faults. Due to this sinistral wrenching the slope could have been more gentle than it is supposed in the case of the Bakony Hills, where the slopes were shown to have been connected to listric normal fault (GALÁ CZ 1988; VÖRÖS 1991). The main Jurassic faults in the Bakony strikes NW-SE (VÖRÖS 1991) which is parallel with the supposed normal fault strike in the Gerecse (the difference between the Liassic paleomagnetic declinations is less than 10° (MÁRTON 1981)). Furthermore after the backrotating of the minus $30-60^\circ$ paleomagnetic declination of the TCR relative to the Southern Alps (MÁRTON 1981) the swell edges in the Bakony (and the normal faults in the Gerecse) will be parallel with the N-S striking normal faults of platform-basin system of the Southern Alps (VÖRÖS & GALÁ CZ 1995 pers. comm. and in press). In this picture the edge of the Gorba high can be interpreted as a left lateral strike-slip fault zone, being oblique at high angles ($\sim N60^\circ-240^\circ$) to the direction of the normal faults. This strike-slip fault controlled position shows close relations to the Eastern Alpine transform faults and rhomb shaped Jurassic basins (WEISSERT & BERNOULLI 1985; WÄCHTER 1987; EBERLI 1988; CHANNEL et al. 1990), while the continuation of the main Mesozoic facies zones of the TCR can be followed in the Southern Alps (D'ARGENTO et al. 1980; GALÁ CZ et al. 1985; KÁZMÉR & KOVÁCS 1985; KÁZMÉR 1987).

Manuscript received: 22. 09. 1997.

Összefoglalás

A Dunántúli-középhegységi egység területén a Nyugati Tethys kinyílásával egy időben felerősödő tektonikus süllyedés és aljzattagolódás a liász kezdetére a "Dachsteini platform" befulladásához vezetett. A Gerecseben az üledékképződés hosszabb időre megszakadt, a pelágikus mészkövek képződése a tagolódó, differenciált, tektonikusan kontrollált térszínen a hejtangi végén, esetleg a szinmuriban indulhatott meg.

A nyugati Gerecse alsó- középső-liász mészkő sorozatainak szedimentológiai vizsgálatával a nyugat-gerecsei magaslat (Gorba hátság) és a tőle keletre eső medence felé átvezető széles lejtőzóna, (a gerecsei jura "félárok" nyugati peremének) változatos faciésegyüttesét sikerült felismerni. A tektonikusan aktív lejtőt meghatározó szerkezeti vonalak értelmezését szinszediment vetők és a tenziós hasadéknak tekinthető üledékes telérek mikrotektonikai szempontú vizsgálata tette lehetővé. A szedimentológiai és szerkezetföldtani adatok segítségével megkísérélhető a terület liász ösföldrajzi képeinek rekonstruálása.

Az itt közölt modell szerint a ma közel É-D-i csapásirányú lejtő (a nyugat-gerecsei hátság keleti pereme) egy balos oldalelmozduláshoz kötődött, és a jelek szerint kevésbé volt meredek, mint az a normálvetőhöz kapcsolódó bakonyi hátságok esetében feltételezhető.

Bevezetés

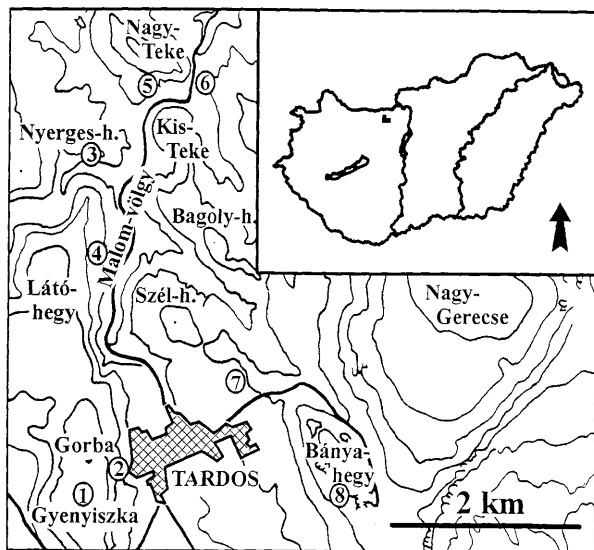
A Dunántúli-középhegység területe a mezozoos Tethys karbonátplatformokkal és medencékkel jellemzett déli pereméhez, ezen belül a jurától önállóvá váló (a szomszédos területektől óceáni/mélytengeri medencével elkülönülő) Mediterrán mikrokontinenshez tartozott (GÉCZY 1973; D'ARGENIO et al. 1980; GALÁ CZ et al. 1985; VÖRÖS 1977 és 1993). A liász során a nyugati Tethys riftesedéséhez kapcsolódó általános extenzió következményeként a felső-triász karbonátplatform feldarabolódott és az elkülönült blokkok egyenetlen süllyedése változatos aljzatmorfológiát eredményezett (BERNOULLI & JENKYNYS 1974). A bakonyi kifejlődések alapján GALÁ CZ & VÖRÖS (1972) általánosan alkalmazható jura fejlődéstörténeti modellt állított fel. A később részleteiben többször finomított (GALÁ CZ 1988; VÖRÖS 1986, 1989) modell szerint a Bakony területén a liász során kiemelt helyzetű tengeralatti magaslatok ("seamountok") és hátságközi medencék hálózata alakult ki és a változatos aljzatmorfológia helyenként egészen a jura végéig fennmaradt. Ez az általános fációs kép tükröződik a gerecei jura heteropikus kifejlődéseiben is, hiszen a hegység mérgoly korlátozott területén belül is elkülönül egy kondenzált sorozatú hátság és egy folyamatosabb rétegsorral jellemzett medence környezet (KONDA 1987; CRONAN et al. 1991; FÖZY 1993; FÖZY et al. 1994; CSÁSZÁR 1995).

A bakonyi analógiák segítségével lehetőség nyílik a Gerece mind ez ideig kevésbé ismert liász képződményeinek szedimentológiai vizsgálatára és értelmezésére, az adatok alapján a Bakonyból ismert ősföldrajzi kép keleti irányú kiterjesztésére, egy további "mozaik" beillesztésére.

A nyugati és keleti Gerece jura kifejlődései közötti különbségek szembeütőnek és régóta ismertek, az erre vonatkozó megállapításokat megtalálhatjuk már a területtel foglalkozó klasszikus munkákban is (pl. VIGH Gy. 1935; VIGH G. 1943, 1961b). A két területész jura képződményei kifejlődési típusukban, vastagságukban, hézagosságuk mértékében és korukban is eltérnek.

Általánosan jellemző, hogy a legidősebb jura üledékek a keleti blokkokon őrződtek meg, koruk felső-hettangi-alsó-szinemuri (VIGH G. 1961a). Itt a jura további (magasabb) részein is folyamatosabb, vastagabb, medence jellegű sorozatok (Ammonitico Rosso, toarci Kisgerecei Márga, radiolarit) képződtek. Ezzel szemben a nyugati Gerecsében (Gorba hátság – CSÁSZÁR 1995) csak a késő-szinemuritől ismertek hézagos, erősen kondenzált, "hátsági" liász rétegsorok, amelyek csak vékony sorozatokat őriztek meg.

Munkám során a nyugati Gerecsében, a fációs elválasztó szerepű Malomvölgy környezetének változatos kifejlődésű liász lejtőfációsait, az üledékképződés helyi jellegzetességeit vizsgáltam (1. ábra). Itt a rétegsor fejlődése a lejtő egy-egy részterületén eltérő módon alakulhatott a kiemelt helyzetű hátságról származó üledék mennyisége, a lejtő meredeksége és a lokális topográfia, valamint a magaslattól mint fő törmelékforrástól való távolság függvényében. Az észlelt kifejlődési típusokat egy elméleti fációsorozat elemeiként sorba rendezhetjük, és az így kialakuló képet aztán összevethetjük a bakonyi modellel (v.ö. VÖRÖS 1986).



1. ábra. A gerecsei Malom-völgy környezetében vizsgált liász kulcsfeltárások helyszínrajza

Fig. 1. Sketch map showing location of the studied key sections

A lejtő ma észak–déli csapású zónája a liásztól kezdve tektonikusan aktív volt, ezt az itt előforduló üledékes telérek és az aktív vetőkhöz kapcsolódó üledékek, hierlatz fáciesű mészkövek is bizonyítják (v.ö. GALÁ CZ 1988; BERNOLL I et al. 1990; VÖRÖS 1991). E képződmények segítségével a liász során is aktív szerkezeti vonalak azonosíthatóak, sőt az üledékes telérek (mint tenziós hasadékok) lehetőséget nyújtanak arra is, hogy az azonosított szerkezeti vonalakat értelmezzük (v.ö. FODOR et al. 1994). Mindezek alapján azután következtetéseket vonhatunk le a terület üledékes fejlődését nagymértékben meghatározó tektonikai háttérre és a liász elején lezajlott, a triász platform feldarabolódását kiváltó nagytektonikai folyamatokra vonatkozóan is.

Kulcsfontosságú feltárások

Gorba

A tanulmányozott fáciessorozat legszélső tagja, az egykor legkiemeltebb helyzetű üledékképződési környezetet (hátság tető) reprezentáló típus a Gorba és Gyenyiszka közötti nyereg feltárásában vizsgálható. A Gyenyiszkát fedő enyhe dőlésű (40/15°) liász sorozat itt egy hasadéklarlang mentén tárul fel.

A liász rétegsor alsó része vastagpados, gyengén rétegzett vörös mészkő, a sorozat magasabb részei felé a rétegvastagság jelentősen lecsökken. A kőzetanyagra jellemző a peloidos mikrit mátrix, mely esetenként laminált, apró, mésziszap anyagú szemcsékből, intraklasztokból épül fel. Gyakorik a korrodált és vas-mangánoxidral bekérgezett intraklasztok, a cementált mikrites, korradiagenetikus gumók és ammonitesz kőbelek. Jellemzőek a vas-mangánoxidos kéreg-töredékek és a kitüntetett szintekben dúsuló nagyméretű (3 cm) mangánoxid-gumók, de a réteglapot fedő kéreg nem jelenik meg. Ezek a helyben növekedett gumók lassú ütemű üledékképződésre utalnak, ahol a finom mésziszap az áramlások elsodró hatása miatt nem tudott lerakódni és így az üledék-víz határfelületen növekedő mangánoxid-gumók jellemzővé válhattak (JENKYNYS 1970, 1971; SCHOLLE et al. 1983; CRONAN et al. 1991; POLGÁRI 1993).

Az itt előforduló bioklasztok jellegzetesen bioerodáltak, töredékesek, esetenként áthalmazott vagy összehordott jellegűek. A kőzet szövete és szerkezete is változatos, benne gradált durva bioklasztos lencsék is megjelennek. A rétegsor felső részén jellemzőek a változatos kitöltésű, a rétegzéssel gyakran párhuzamos hasadékok (I. 1. fotó), melyekben a jura magasabb részeinek a területéről azóta lepusztult, vagy itt réteggként le sem rakódott üledékanyaga (pl. calpionellás mészkő) is megőrződött.

Gorba kelet

A Gorba keleti lejtőjén, a Tardosra néző hegyoldalban jelentős méretű liász üledékes telért és lejtőüledékként értelmezhető vékony liász sorozatokat találunk. A foltszerűen megjelenő feltárások az azóta többször felújult liász paleovertő környezetének különböző mélységig exhumált szeleiteit tárják fel.

Tardos fölött a Gorba keleti oldalában, a hegyoldalban húzódó kelet-nyugati mellékvölgy meredek völgyfőjén 170–350° csapású 2 m széles üledékes telér követhető mintegy 20 m hosszban. A hasadékat hierlatz típusú mészkő tölti ki (I. 2. fotó), melyben helyről-helyre változó mértékben a helyben élt, illetve behordódott szervezetek vázai (apró ammoniteszek, brachiopodák, crinoidea nyéltagok) dominálnak (ld. VÖRÖS 1970). A bioklasztok részaránya a gyakran peloidos megjelenésű mésziszap mennyiségét is meghaladja, a szemcséket pátos kalcit cementálja. Ez a nagy méretű telér az egykori hátság szegélyén, a peremmel közel párhuzamosan alakult ki.

Déli irányban mintegy 100 méterre, a vízmű fölötti hegyoldal egy délkelet felé kiugró kiszögellésén 145–325° csapású (235/45°), 1,5 méter széles üledékes

telér található, mely talán az előzőleg leírt szerkezettel is közvetlen összekötésben állt. Itt a két generációs telérkitöltés egyik része bioklasztos pelmikrit, másik része pedig kalcitcementben úszó kerekded, biomikrit szövettű intraklasztokból épül fel. A korrodált felszínű, vékony mangánoxidos bekérgeződés viselő klasztok mellett ammonitesz; crinoidea; vékonyhéjú bivalvia; ostracoda és foraminifera maradványok is előfordulnak, melyek a hasadékaiba való beiszapolódás során gyakorta kimosódtak eredeti mészsizapos befoglaló üledékükből. Ez arra utal, hogy a hasadék felnyílásakor és kitöltődésekor laza, gyengén konszolidált üledék borította az aljzatot. A telérben a szemcsék igen hézagosan, egymást alig támasztva helyezkednek el, laza szemcsevázat alkotnak.

A Tardos fölötti hegyoldalban, a fekü triásszal való kontaktusától indulva, meredek helyzetbe billentett (85/50°), jól rétegzett liász (felső-szinemuri) sorozatot figyelhetünk meg (KERCSMÁR et al. 1992). (A meredek rétegdőlés többségében a kréta vagy terciér mozgások következménye lehet.) Az összesen négy méter vastagságban feltároló liász mészkőben rétegszerűen települve nagy mennyiségű töredékes bioklaszt jelenik meg (crinoidea; gastropoda; ammonites) (I. 3. fotó). A lerakódott rétegek hamarosan összetöredeztek, a szemcsék közötti teret mészsizap töltötte ki. A jelentősebb elmozdulás nélküli breccsásodás a kitöltő mészsizap jellegéből ítélhetően a lerakódást hamarosan követve, még a liász során bekövetkezett.

A feltárás-sor északi részén üledékes telérekkel átjárt triász mészkőpadok bukkannak elő. A triász-jura határ alá metsző erózió következtében itt rétegszerűen települő jura üledéket már nem találunk. A 1,5 m széles több generációs bioklasztos kitöltődést dokumentáló üledékes telér (120–300) mellett főként telepteléreket tanulmányozhatók (I. 4. fotó). A telepteléreket kitöltő, általában makrofauna mentes üledékanyag több ütemben hatolt be a szakaszosan táguló hasadékokba.

A mérhető hasadékok csapásadatai NyÉNy-KDK irányban sűrűsödnek. Amennyiben a teléreket a normálvetőkkel párhuzamosan megjelenő extenziós hasadéknak tekintjük, akkor a Gorbá keleti oldalának hasadécai ÉÉK-DDNy-i irányú tenzióra utalnak. Meg kell azonban jegyezni, hogy az itt jellemző rétegparallel telérek alapján feltételezhető, hogy ezen a helyen a hasadékok kialakításában az általános extenziós tektonikai hatás mellett jelentős szerepet játszhatott a lejtő irányába történő elmozdulás, gravitációs csúszás is (v.ö. WINTERER et al. 1991). A kibillentett, ciklusos felépítésű triász mészkő padjai egymáson elmozdulhattak, a közöttük meg-megnyíló réseket tölthette ki a vörös mészsizap.

Nyerges-hegy

A felső-triász Dachsteini Mészkő rétegeket feltáró, dél felé néző hegyoldal keleti elvégződése közelében tektonikus kontaktus mentén a triász képződményekkel egy szintbe levett jura üledékek jelennek meg. A 20–200° csapású kontaktus messziről is jól felismerhető, mert a ciklusos triászt meredek falban feltáró nyugati résszel szemben a kevésbé ellenálló jura képződményeket vé-

kony talaj és növényzet (fák) fedi (II. 5. fotó). A terciér oldalelmozdulás (BADA et al. 1996) egy már a liász során is aktív tektonikai vonal felújulásával jött létre. A liász paleotektonikai vonal meglétére utal a levetett szárnyon felhalmozódott hierlatz fáciesű mészkő sorozat, és erre utal a nyugati blokk triász rétegeiben található üledékes telérek sokasága is.

E feltárás telérei nem mutatnak kitüntetett irányba. A nagyobb méretű formák között előfordul közel É–D-i irányú (170–350°) 25 cm széles, brachiopodás hierlatz típusú mészkővel kitöltött telér, megtalálható a 110–290°-os, de a kisebb hasadékok között igen gyakori az ÉK–DNY irány is, mely a tágabb környezetben ritkaságnak számít.

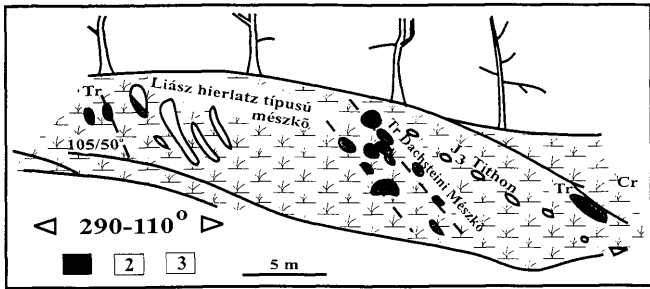
A nagy méretű, beiszapolódással, azaz gravitációs módon kitöltődött üledékes telérek mellett gyakoriak az *injekciós telérek* is. E telérek sűrű hálózata helyenként egészen "breccsássá" teszi a kőzet szövetét. Ezek a vékony, elágazó erek és a liász "mátrixú", de jelentősebb elmozdulás nélküli triász szemcsékből álló breccsák (internal breccias, FÜCHTBAUER & RICHTER 1983) a liász paleovető zónájában alakultak ki. MONTENAT et al. (1991) szerint az ilyen jelenségek nagy mennyiségű folyadékkal (víz és szuszpendált iszap) átjárt vetőzónákhoz kötődnek, ahol a folyadékot (szeizmikus hullám, vagy lezökkenés következtében) hirtelen, sokszerű nyomáshullám éri. A rázkódás hatására a szuszpenzió folyadék és iszap fázisa különválik, ezzel a keverék térfogata ugrásszerűen megnő. A hasadékba zárt táguló folyadék minden lehetséges irányba menekülve szétfeszíti a meglévő repedéseket, mintegy "szétrobantja" a kőzetet (hidraulikus törés, l. még: HUBBERT & WILLIS 1975; MAGYARI 1994).

A keleti, levetett blokk tömeges megjelenésű, rétegzettségét csak helyenként mutató, áthalmazott liász üledékekből és hierlatz fáciesű mészkövekből épül fel. Az ammonites és brachiopoda adatok alapján az összlet felső-szinemuri korú (SZENTE és VÖRÖS szóbeli közl.). A kőzetanyag változatos. A pátos cement és átülepített bioklasztokból álló fészkek mellett azonban uralkodóak a mikrites, gyengén bioklasztos, peloidos mészkövek.

A vetősík két oldala mentén itt feltárt kőzettestek a kréta–terciér oldalelmozdulások következtében kerültek egymás mellé mai helyükre. Bár a maihoz hasonló tektonikai pozícióból, egy balos-normál vető két oldaláról származnak, mégsem reprezentálják teljes hűséggel a liász helyzetet, mivel a fiatalabb mozgások során felújult vető mentén a terciér vízszintes irányú elmozdulás akár az 1–2 km-t is elérhette (FODOR szóbeli közl.). A kontaktus mai meredek, közel függőleges helyzete is többnyire a fiatalabb elmozdulások következtében alakulhatott ki.

Látó-hegy

A Látó-hegy keleti oldalának egyik oldalvölgyében furcsa rétegméltlódással találkozhatunk (2. ábra). Lejtőirányban haladva a triász Dachsteini Mészkövet liász hierlatz típusú mészkő rétegek követik, majd néhány méter talajjal fedett szakasz után az előzőekkel megegyező meredek keleties dőléssel (105/50°) ismét Dachsteini Mészkő bukkan a felszínre. A 3 m vastagságban megfigyelt



2. ábra. A Látó-hegy keleti oldalvölgyének feltárása. A meredeken kibillentett rétegsorban a liász hierlatz típusú mészkő sorozat látszólag a triász rétegek közé ékelődik, mintha rétegpárhuzamos telér lenne. Valószínűbb azonban, hogy nyugat felé dőlő, liász szinszediment vető előterében halmozódott fel. A tithon sorozat fölött becsúszott triász tömb található. 1. Triász Dachsteini Mészkő, 2. Liász hierlatz típusú mészkő, 3. Tithon bioklasztos mészkő

Fig. 2. Outcrop in the eastern valley of the Látó-hill. The Liassic Hierlatz Limestone series apparently wedged in between the Triassic beds. Most probably the Hierlatz Limestone was deposited in front of a westerly dipping Liassic fault, and not in a bed-parallel sill. The most eastern Triassic bed is an olistolith above the Tithonian series. 1. Triassic Dachstein Lst. 2. Liassic Hierlatz-type lst. 3. Tithonian bioclastic lst.

triász sorozat fedőjében liász képződmény nem, csak tithon korú bioklasztos mészkő települ (jellemző fossziliái: *Pygope* sp.; *Triangope triangulus* és perisphinctid ammonitesz (VÖRÖS és GALÁ CZ szóbeli közl). A tithon sorozat felett, a fedő kréta homokkő alatt egy újabb, ezúttal méteres dachsteini mészkő tömb bukkan elő. A blokk biztosan áthalmazott helyzetben lévő, a lejtőn becsúszott olisztolit, melynek dőlése a fekü sorozat rétegzésével párhuzamos.

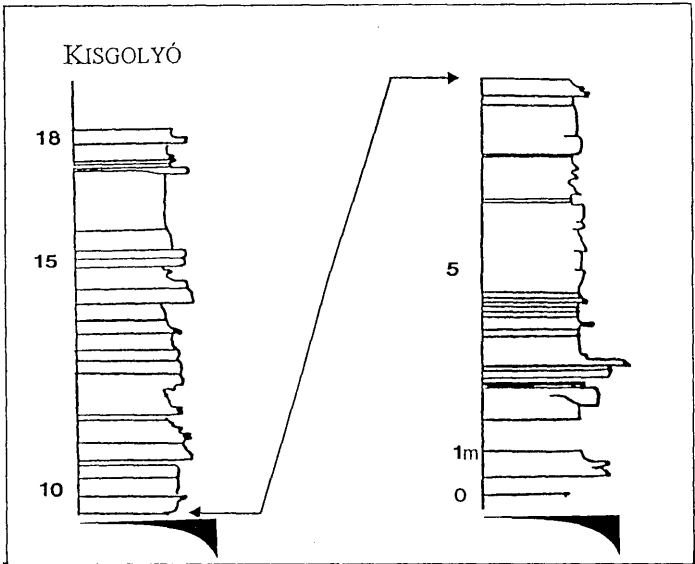
A liász sorozat fölött a triász ismételt megjelenése mindenképpen tektonikus magyarázatot igényel, és a hierlatz mészkő jelenléte is szinszediment tektonikai eseményt sejtet. Megoldásként szóba jöhet a triász rétegek közé települt vastag, liász hierlatz mészkővel kitöltött rétegpárhuzamos hasadék feltételezése, de FODOR véleménye szerint (szóbeli közlés) valószínűbb, hogy egy eredeti meredek helyzetéből kibillentett, nyugat felé(!) dőlő vetővel van dolgunk, ennek levett oldalán halmozódott fel a liász sorozat. Szembeszökő azonban, hogy a magasabb helyzetben lévő triász rétegek (blokk) felett liász képződmény nem található, a Dachsteini Mészkőre faunás tithon sorozat települ. Ez kitett, instabil környezetre utalhat, mely a liász üledékek lerakódását megakadályozhatta, illetve elősegíthette az esetleg lerakódott rétegek tithont megelőző lepusztulását.

Kisgolyó

A rhaeti korú Dachsteini Mészköből felépülő Nagy-Teke-hegy csúcsa közelében 7,8 m széles, összetett, 10–190° irányú, felső-szinemuri korú hierlatz típusú mészkővel (VIGH G. 1943; GÉCZY 1986) kitöltött üledékes telér található. A hegy Kisgolyónak elnevezett déli kiszögellése pedig (tercier vető mentén levetett helyzetben) átülepítésre utaló jellegeket mutató vastag (18 m) liász lejtő fáciesű rétegsort rejt (JORDÁN et al. 1992) (3. ábra).

A rétegsor túlnyomó részét vörös, tömött rétegekben megjelenő intraklasztos wackestone-packstone, és az erős áramlások hatására in situ cementálódott világosszürke laminált mudstone és peloidos mikropátit packstone rétegek alkotják, de igen jellemzőek a rétegszerűen megjelenő bioklaszt-dúsulások, hierlatz típusú mészkő rétegek is. Az egy-egy átülepítési epizód során lerakódott rétegek bázisán gyakoriak az eróziós felületek. Az üledékes jellegek közeli törmelékforrást, valamint kedvező helyi leülepedési viszonyokat (terasz) valószínűsíteneek.

A liász sorozat alját húsvörös színű mészkő alkotja. A biomikrit packstone szövetű kőzet bioklasztjai többnyire töredékesek és gyengén biodegradáltak, a



3. ábra. A Kisgolyó liász sorozatának makroszkópos, a szemcseátmérő változását jelző szelvénye

Fig. 3. Macroscopic section in the Liassic of Kisgolyó, showing changing grain-sizes

mátrix mikrites, peloidos. A kőzetben belül főként színben eltérő apró és nagyobb intraklasztok, koradiagenetikus gumók különülnek el, melyek az erős áramlások hatására kialakult szelektív cementáció nyomait őrzik. A kőzetet rétegzéssel párhuzamos vagy azzal csak kis szöveget bezáró kalciterek járják át. Figyelemre méltó azonban, hogy a néhány centiméteres repedések egy részét liász mikrofaunát tartalmazó mésziszap töltötte ki, melyek segítségével a hasadékképződés kora megfogható. Hasonló szinszediment hasadékok a rétegsor magasabb részén is megjelennek (II. 6. fotó). A több ütemben felnyíló és kitöltődő hasadékok kialakulása a szelektíven cementálódott lejtőn megindult csuszamlásokhoz kötődhet. Nagyobb méretű (méter nagyságrendű) csuszamlási szerkezetet nem azonosítottunk, de a csiszolat és kézipéldány méretű bélyegek is aktív lejtőre utalnak.

A sorozat alsó harmadában két réteg érdemel különös figyelmet. Az egyik a terepi megfigyelés alapján rétegszerűen települő, de általában üledékes telérekhez kötődő képződmény: olyan biointrapátiit grainstone szövetű mészkő, melyben az apró "filamentumok" (pelágikus kagylóhéjak) szinte egyeduralkodóak a bioklasztok között (II. 7. fotó). A minta közel 30-40%-át kalcitcement alkotja, mely kis részben a szemcsék felszínét burkoló izopach, többségében azonban a (shelter) pórusokat ill. a laza vázat alkotó szemcsék közötti hézagokat kitöltő mozaikszerű pát. Mésziszap csak kis mennyiségben, foltszerű elterjedésben fordul elő. Hasonló szöveti jellegek jellemzik a hierlatz típusú mészköveket is, melyekben a cementált bioklasztok mennyisége (az aktív bioklasztos utánpótlás, és/vagy a vízáramlások kirostáló, mésziszapot elmosó hatása miatt) lokálisan meghaladja a mésziszap mennyiségét.

Figyelemre méltó még egy vékony polimikt breccsa réteg is, melynek kerekítetlen, nagy méretű (cm-es) szemcséit crinoidea, bentosz foraminiferás packstone-wackestone mátrix fogja körül. A szemcsék anyaga változatos (szürke mudstone; bioklasztos wackestone; crinoidea wackestone; filamentumos packstone, a fent leírt réteghöz viszonyítva apróbb héjjakkal és mikrites mátrixszal valamint intraklasztos biopátiit grainstone), de a környezettől jelentősen eltérő, ill. triász szemcse nem fordul elő. Ez a breccsaréteg már konszolidált kőzetanyag előzménti áthalmazódásával jöhetett létre, instabil lejtőt és jelentősebb mértékű eróziós eseményt sejtet.

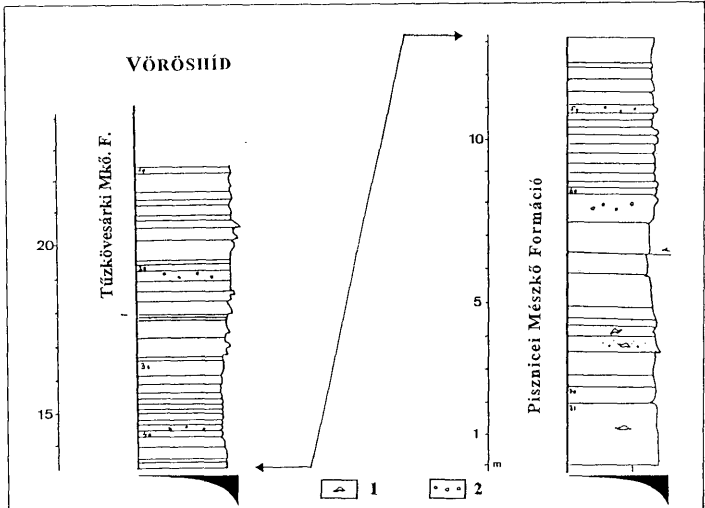
A szelvény 3-12 m közötti szakaszán uralkodó a világosszürke mudstone, és a laminált, helyenként gyengén keresztretegzett mikropátos peloid-packstone váltakozása. A megfigyelt geopetális kitöltést tartalmazó ásásnyomok gyengén konszolidált aljzatot ("firmground") jeleznek.

A dominánsan mikrites rétegsorból kitűnnek a vékony, de durva bioklasztos rétegek (II. 8, III. 9. fotó), melyek esetenként jól láthatóan diszkontinuitási, eróziós felületre települnek. A rétegek bioklaszt tartalma a szórt előfordulástól a túlnyomóan bioklasztokból álló hierlatz típusú mészkövekig terjed. Rétegről-rétegre, széles határok között változik a jellemző fosszília együttes is, mikro-fossziliás; crinoidea valamint főként apró ammoniteszeket tartalmazó rétegtagok is előfordulnak. Ezek a képződmények a lejtőn változó intenzitással, eseményszerűen megjelenő bioklasztos behordási epizódokat jeleznek.

Vöröshíd

A süttő-tardosi út mentén Tardostól 4,5 km-re, a Malom-völgy keleti oldalán található Vöröshídi kőfejtő a jura tengeralatti magaslat lejtőlábi üledékeit tárja fel (KONDA 1987). Itt a legidősebb jura rétegek kora még bizonytalan, felső-hettangi vagy alsó-szinemuri (KONDA 1987; DULAI, in press.; ill. VIGH G. 1961a). A kőfejtőben a triász-jura kontaktus jól feltárt látszólag szögeltérés nélküli sík felülettel települ a liász az erodált, elmetszett Megalodusokat is tartalmazó triász felszínre (4. ábra).

A liász rétegsor legalsó részében még sekély és mozgatott vízi környezetre utaló üledékek, a legalsó rétegben pl. bioklaszt magvú bekérgezett szemcsék jellemzőek. A sorozat magasabb részein egyre mélyebbre süllyedő aljzaton képződött pelágikus mészkövek ("Gerecsei márvány" azaz a Pisznicei és a Tűzkövesárki Mészkő Formációk) jelennek meg. A liász rétegsorban felfelé növekszik a behordott crinoidea nyéltagok aránya, melyek a sorozat felső részén már vékony, elkülönült rétegeket alkotnak vagy rétegen belüli, néhány deciméter vastag és több méter széles, diffúz határú lencsékben dúsulnak (Tűzkövesárki



4. ábra. A Vöröshíd alsó- középső-liászának makroszkópos szelvénye a szemcseátmérők függvényében. 1. laminált kitöltés, kalcitos peremű zseb, 2. erősen intraklasztos, gumós szakasz

Fig. 4. Macroscopic section in the Lower and Middle Liassic of the Vöröshíd, showing bed-thickness and grain-sizes. 1. dissolution enlarged sedimentary pockets filled with laminated mud, and sealed by calcite cement. 2. highly intraclastic, nodular intervals

Mészék F., Levélkúti Tagozat –KONDA 1987) (III. 10. fotó). A kőzet mállott felszínén jól megfigyelhetően intraklasztos, helyenként gumós megjelenésű, erősen sztilolitosodott.

A feltárás felső szakaszán jellemzővé váló crinoideás mészkövekben a vörös, crinoideás kőzettípus általában egyenetlen, esetenként felbreccsásodott felületre települ és a fekü felszakított darabjait, intraklasztjait tartalmazza. A fekü felszínén sem biogén fúrásnyom, sem egyéb, tengerfenéki expozícióra utaló nyom nem található. A magasabb térszínről a medencébe időről-időre beáramlott crinoideás törmelékanyag a lejtő felszínén nyelvek, lebenyek formájában rakódott le, önálló réteget alkot, vagy a még plasztikus fekübe besüppedve, azzal elkeveredve rétegen belüli lencsákat formált. Ha erózió, vagy tartós üledékképződési szünet következtében a felszín közelébe már lithifikálódó rétegek kerültek, azok talán az áthalmazódó üledékanyag nyíró hatására, esetleg a mozgó szemcse-víz keverék nyomáshullámának hatására feltöredeztek. A 18. réteg felső részében legalább 5 cm vastag breccsásodott rétegtag figyelhető meg, ahol a fekü felszakított klasztjai eredeti helyükhöz közel maradtak, onnan nem távoztak el. Tengerfenéki expozíció nyomai itt sem ismerhetők fel, a később feltöredezett rétegeket valószínűleg folyamatosan legalább vékony üledék fedte (III. 11. fotó). A gyakran zavart, kevert jellegű rétegtaktusokat a mély betemetődéses diagenézis során végbement erős sztilolitosodás sok helyen még tovább bonyolította.

A liász rétegsor alsó részén egyes szintekben gyakoriak a radiaxiális kalcittal bélelt, laminált belső üledékekkel kitöltött oldásos(?) eredetű üregek ("szegregációk" – FÜLÖP 1975) (III. 12. fotó). A deciméteres, egymással valószínűleg összefüggő hálózatot alkotó üregek kialakulása töréses és/vagy oldásos folyamat eredménye lehet. Tektonikai vonalakhoz közvetlenül nem kapcsolódnak és látható csúsztási felülethez sem kötődnek. Szimmetrikus szerkezetűek, melyekben a radiaxiális kalcittal bélelt, laminált kitöltésű zsebek lapos feneke alatt lefelé tükröképszerűen megismétlődik a forma, ez esetben kalcitszegély nélküli durva bioklasztos, gyengén laminált kitöltéssel. A zsebek laminált kitöltése is tartalmaz apró bioklasztos törmeléket, nem oldási maradék tehát hanem a tengerfenékről beszivárgott mésziszap. Ez a bizonyíték arra, hogy a mésziszapos kitöltődést megelőzően képződött, az üregek falát bélelő kalcit még korai, a sekély betemetődés zónájában képződött cement. A cementáló oldatok eredetének tisztázása reményében stabilizotópos méréseket végeztünk az MTA Geokémiai Kutató Laboratóriumában. Az eredmények tengeri eredetű fluidumot mutattak és az egyik minta esetében 50 °C körüli hőmérsékletre utaltak (LANTOS 1995). A felszín közelében, de a környezethez képest magas hőmérsékletű fluidumból való kiválás mélyből feláramló melegvizekkel való közvetlen kapcsolat lehetőségét veti fel (v.ö. KINDLE 1990).

A rétegsor felső részén, egymással közel párhuzamosan futó szinszediment normálvetők sorozata figyelhető meg (IV. 13. fotó). A jól mérhető 185/45° ill. 160/60°-os síkok mentén esetenként közel 30 cm-es maximális elvetés történt. Az elvetés mértéke felfelé rétegről rétegre csökken, míg végül a különbség kiegyenlítődik. A metszetben látható vetők által közvetlenül érintett szakasz fő-

lötti, szinemuri korú réteglapon (GÉCZY 1984) 110–290° csapású, mésziszapal kitöltött, ~1 cm széles hasadékok sora figyelhető meg. A tágulás már a mésziszap konszolidációját, bizonyos fokú lithifikációt követően érte ezeket a rétegeket, amint ezt a réteglapon heverő ammonitesz kőből kamraválaszfallal menti, a hasadékokkal párhuzamos szétnyílása bizonyítja.

A jól feltárt kőfejtőfalán szép számban fordulnak elő a triász és a liász alsó rétegeit is metsző, általában vékony, hajladozó, mésziszapos kitöltésű üledékes telérek, melyek az előző szerkezetekkel egybehangzóan többnyire délies, DDNy-i dőlésűek.

Tardosbánya-2

A Tardostól ÉK-re emelkedő Szél-hegyen mélyített TB-2. sz. magfúrás 141 és 181 m között vastag alsó- középső-liász sorozatot harántolt. A medence jellegű rétegsorban a tengeralatti magaslát közelségére utal az a mintegy 20 m vastag, gradált rétegekből álló középső-liász crinoideás mészkősorozat, melyet KONDA (1982) a Törökbükki és Tűzkövesárki Mészke Formációkba sorolt (5. ábra).

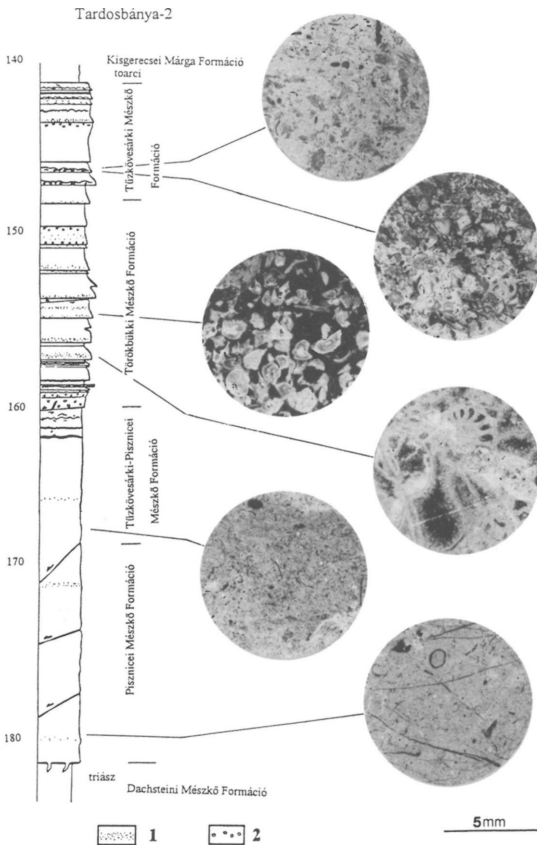
A bioklasztos rétegcsoport alsó részén (157 m-nél) egy különleges, túlnyomóan apró ammoniteszek cementált vázaiból álló hierlitz típusú mészkőréteg is előfordult. Itt, és a durva crinoideás szakaszokon a rétegdőlés meredek (esetenként akár 45°) (IV. 14. fotó).

A vastag, gradált biodetrituszos – túlnyomóan crinoidea töredékekből álló – mészkőtest a magaslatról származó anyag medencebeli, lejtőlábi törmelék-kötényt alkotó felhalmozódásával jött létre. Ez a képződménysor a Bagoly-hegy környezetében a felszínen is követhető (BORSOS et al. 1994).

Bánya-hegy

A mintegy 40 m vastag liász medencesorozat (CRONAN et al. 1991) dominánsan mikrites, valamint átülepített finom crinoidea törmelékből álló rétegtagok ritmikus váltakozásából felépülő "ammonitico rosso" típusú mészkő építi fel (REZESSY 1997). Ebben a sorozatban, a felső bányaudvar alsó szintjén, egy 1,5 m vastagságú durva bioklasztos rétegcsoport ismerhető fel. Az éles határral települő hullámos, gyenge keresztregzettséget is mutató mészkő főként pátos cementben úszó bioklasztok – elsősorban apró brachiopoda félteknők – tömegekből épül fel (IV. 15. fotó).

Medence környezetben megjelenő, főként doméri korú erősen bioklasztos mészkövek a Gerecse területén több helyről ismertek. A crinoideás (Tata, Törökbükki Mkő F. (FÜLÖP 1975); Tb.-2; Bagoly-hegy) és "posidoniás" rétegek (Törökbükki (VIGH G. 1969) jelentős, főként bioklasztos anyagú áthalmazás következtében alakultak ki a kiemelt hátság közelében, de már a medencéhez tartozó területeken. Hasonlóképpen mint a bakonyi pliensbachi crinoideás mészkövek, melyek szintén sávszerűen követik a magaslatokat, azok peremétől max. 1-2 km távolságra jelennek meg (VÖRÖS 1986).



5. ábra. A Tardosbánya-2. sz. fúrás makroszkópos, a szemcseátmérő változását jelző szelvénye és néhány jellegzetes szöveti kép. 1. dúsan bioklasztos, crinoideás rétegtag. 2. gumós, intraklasztos jelleg. Lithostratigráfiai besorolás KONDA (1982) alapján

Fig. 5. Macroscopic section of the Tb-2. well, showing the characteristic grain-sizes, and some typical textural features. 1. beds with abundant bioclasts, Crinoid fragments. 2. nodular, intraclastic intervals. Lithostratigraphy after KONDA (1982)

A Bánya-hegyen a liász szinszediment tektonikai aktivitás jelei a sorozat alsó szintjeiben és a toarci márga (Kisgerecsei Márga F.) alatti réteglapon a legszembetűnőbbek. Itt jelentősebb elmozdulás nélküli szinszediment töréseket (IV. 16. fotó), és a réteglapot puhán meghajlító, a teljes litifikációt megelőzően ható normál vetőt figyelhetünk meg. Ezek a szerkezetek 170–350° ill. 150–330° csapásúak.

Diskusszió

Kifejlődési típusok

A nyugati Gerecse területén elkülöníthető liász kifejlődési típusok némiképp eltérnek VÖRÖS (1986) bakonyi pliensbachi képződményekre felállított öt osztatú fáciesbeosztásától. Itt a valószínűleg enyhébb hajlású lejtőn hét jellegzetes, tipizálható képződési környezetet sikerült megfigyelni, melyek a legkiemeltebb helyzetű hátsági környezettől a medencebelsőig folyamatos sorozatot alkotnak (6. ábra). A fáciesek egymásutániságát a magaslat peremétől, a regionális és lokális törmelékforrásoktól való távolság, a lejtő meredeksége és a helyi morfológia szabta meg, de a fácieskép kialakításában alapvető szerepe volt a liász kezdetén aktívvá váló szerkezeti vonalaknak. A szinszediment tektonikai folyamatok az erőteljes üledékáthalmazódást elősegítő, instabil körülményeket biztosíthattak.

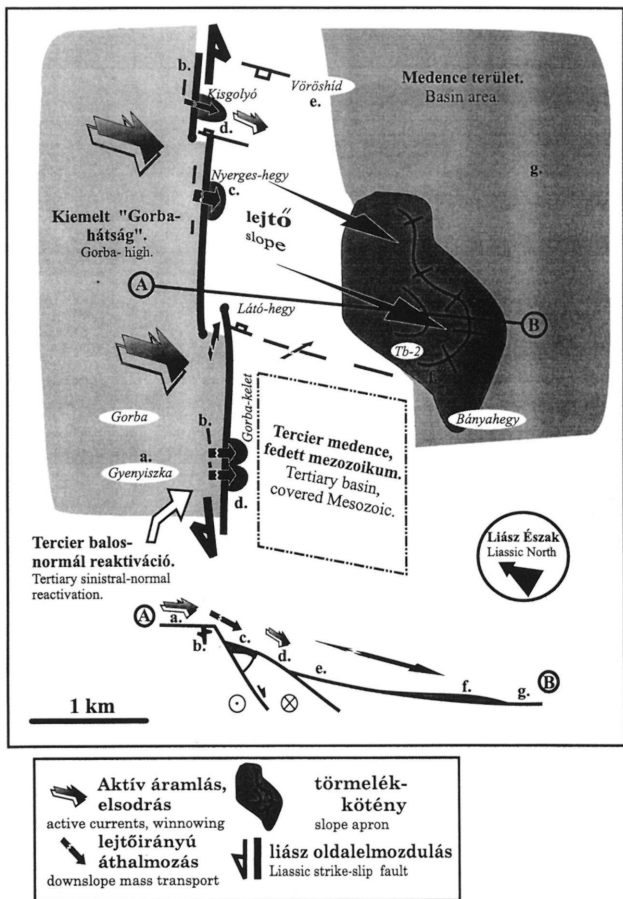
A két modell szélső fáciesei megegyeznek, a *hátság tető* és a *medencebelső* környezet hasonló módon jelenik meg a Bakonyban és a Gerecsében. Nincs különbség a *medence peremén* kifejlődött crinoideás mészkövek jelenlétében sem.

A szélesen elterülő lejtőn belül lehetőségem volt tovább finomítani a fáciesbeosztást, a magaslat lejtőjén és közvetlen előterében felhalmozódó képződményeket három típusba soroltam. *Medenceperemi* környezetben elkülönítettem egy kifejlődési típust, melyet vékony crinoideás mészkő rétegek és lencsék jellemeznek. Itt már többnyire medencejellegű rétegsorban jelennek meg a crinoideás közbetelepülések, de ezek aránya a hátság valószínű közelsége ellenére alacsony, mivel az átülepített üledékanyag túlnyomó része a medence belseje felé továbbáramolhatott.

A Bakonyban felismert pliensbachi fáciesek (VÖRÖS 1986) közül a medence belsejében jellemző kovaszivacsűs, tűzköves mészkő (Isztiméri Mészkő F.) a Gerecsében nem mutatható ki.

A Gerecse területén a következő fácieseket és üledékképződési környezeteket azonosítottam – VÖRÖS (1986) nevezékatanának segítségével:

- a/ **Vörös, tömött, mangánoxidos mészkő** a tengeralatti *magaslat tetejének* kifejlődése (Gorba).
- b/ *A hátság szegélyén*, a peremmel párhuzamosan futó, széles, **hierlatz típusú mészkővel** kitöltött *üledékes telérek* (Gorba kelet; Nagy-Teke-hegy).
- c/ A lejtő oldalában vagy lábánál, *vető, letörés (scarp) előterében* felhalmozódott **hierlatz típusú mészkő** (Nyerges-hegy. Látó-hegy).
- d/ **Crinoideás, brachiopodás mészkövek** a *lejtő teraszos részein*, vékony-hierlatz típusú mészkő közbetelepülésekkel (Kisgolyó és Gorba kelet).



6. ábra. A Malom-völgy környezetének liász tektono-szediment rekonstrukciója

Fig. 6. Liassic tectono-sedimentary reconstruction of the Malom-valley and its surroundings

- e/ **Vékony crinoideás rétegekkel** tarkított *medenceperemi* rétegsorok (Vöröshíd).
- f/ *Medenceperemi crinoideás mészkövek* (Tb.-2., (Bánya-hegy)).
- g/ **Vörös, gumós, ammoniteses mészkövek** a *medence belsejében* (Nagy-Pisznice; Kis-Gerecse).

Üledékes telérek

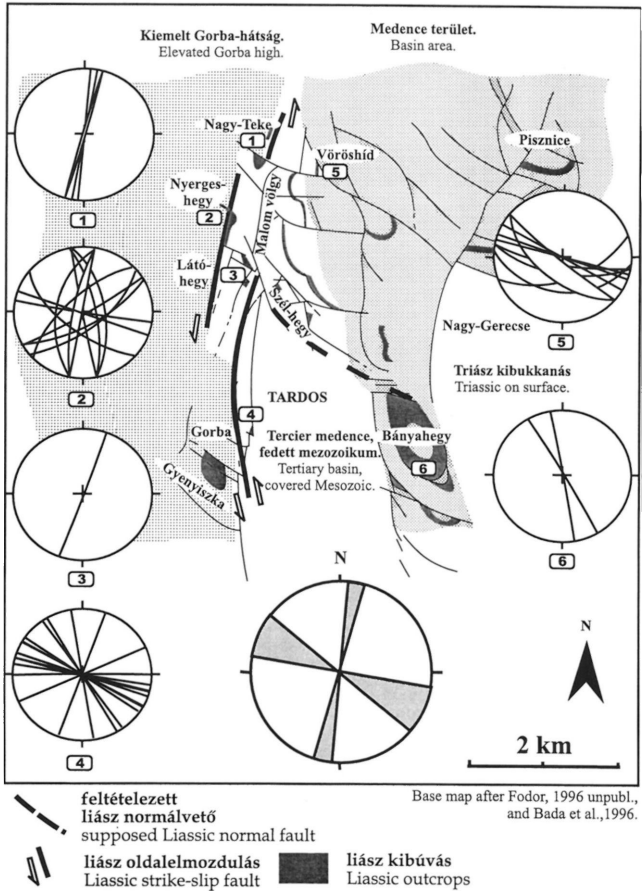
A nyugati Gerecse liász és felső-triász mészköveit számtalan, liász üledékkel kitöltött üledékes telér (neptunian dyke) metszi. A hasadékokat kialakító tényező az esetek egy részében a tektonikusan kibillent blokkok lejtőjén a gravitáció hatására megindult csúszás (v.ö. WINTERER et al. 1991), gyakran azonban tisztán tenziós tektonikai hatás (v.ö. MONTENAT et al. 1991; LEHNER 1991) lehetett. A létrejött hasadékok a kitöltő üledék vizsgálatával korolhatóak, hiszen különösen a szélesebb telérek gyakorta gazdag faunát tartalmaznak. A vizsgált telérek legtöbbje felső-szinemuri vagy doméri (felső-pliensbachi) korú.

A szinszediment tenziós hasadékok, üledékes telérek nemcsak a hasadékok képződését kiváltó szerkezeti mozgások korolásához szolgálhatnak adalékkal, hanem a helyi tenzió irányára is utalnak. Mivel ezek a hasadékok a helyi kompresszió irányában, a potenciális normálvetőkkel párhuzamosan nyílnak meg (MONTENAT et al. 1991), segítségükkel a felismert tektonikai vonalak értelmezhetőek (FODOR et al. 1994).

A területen két eltérő irányultságú telérgeneráció található (7. ábra). A legjelentősebb és legszélesebb telérek iránya általában közel észak-déli. Ilyen irányú hasadékok fordulnak elő a Gorba keleti oldalában (170–350°), a Látó-hegyen (20–200°), a Nyerges-hegyen (20–200°) és a Nagy-Tekén (10–190°). Ez az irány megegyezik a fácieszónák nagyléptékű (észak-déli) csapásával, párhuzamos a magaslat tektonikusan aktív peremével és így egybevág az előzetes várakozásokkal is (v.ö. MONTENAT et al. 1991).

A másik generációt kisebb de számosabb szerkezetű, főként a Gorba és Vöröshíd telérjei és szinszediment vetői alkotják, melyek többnyire K–Ny és ÉNy–DK-i csapásúak, a Vöröshíd esetén jól azonosítható délies dőléssel. Ezt a NyÉNy–KDK-i irányt, mely a tágabb környezetben a tatai Kálvária-domb liász telérjeinek is fő iránya (BADA, FODOR szóbeli közl. és saját mérések), fogadtuk el mint a területre jellemző liász normálvetők potenciális irányát (BADA et al. 1996). A tenzió erre merőleges, tehát ÉÉK–DDNy-i irányú lehetett, ezzel együtt az É–D-i vetőzóna balos eltolódásként értelmezhető. Jelen esetben az oldalelmozdulási zóna normálvetőkkel bezárt szöge lényegesen nagyobb, mint az elméleti érték (35°), de ez a "pontatlanság" értelmezhető, ha a területen kialakult vetőrendszert egy óceáni hátság-transzform rendszer rift-távoli, peremi vetületének tekintjük, ahol a hátsággal párhuzamos normálvetők és a transzform által bezárt szög közel 90° is lehet.

Ehhez hasonló, közel merőleges liász telérrendszert LEHNER (1992) észlelt a Déli-Alpokban, ahol a kialakult vetőgeometriát jobbos oldalelmozduláshoz kapcsolódó en-echelon rendszerrel azonosította.



7. ábra. Liász üledékes telérek és szinszediment vetők sztereografikus projekciói és a észlelhető vetőgeometria térképi vetülete

Fig. 7. Stereographic projections of the Liassic neptunian dykes and synsedimentary faults, and map view of the observed fault-geometry

A Gerecsében előforduló szerkezeteket egy balos oldalelmozdulási zóna felett kialakuló vetőmintázatként értelmeztük, ahol a transzform és normálvetők irányai egymással jelentős szöveget zártak be. A modell szerint a nyugat-gerecsei hátság ma közel észak-déli (10–190°) irányú keleti pereme egy liász kori balos oldalelmozdulás mentén jött létre, ahol a vető csapásában kialakuló lejtőt erre az irányra közel merőlegesen (NyÉNy–KDK) normálvetők tagolták.

A gerecsei hátságperem valószínűsített oldalelmozdulásos jellegének tudható be az, hogy itt a Bakonyban észlelteknél lankásabb aljzatmorfológia alakulhatott ki. A szélesen elterülő lejtőfáciesek mellett erre utal a durva megabreccsák hiánya és az is, hogy a lejtőn áthalmozódó törmelék szinte kizárólag jura üledékből áll, áthalmozott triász kőzetanyag csak kis mennyiségben, a vető közvetlen környezetében fordul elő.

Paleogeográfia

A vizsgált képződmények a kora- és középső-liász események tanúi. Ez volt a Nyugati-Tethys kinyúlásának időszaka, területünkön ekkor ment végbe az a platform feldarabolódást követő süllyedés, mely megteremtette a jura során jellemző pelágikus üledékképződés feltételeit (BERNOULLI & JENKYNYS 1974). Ennek az óceáni aljzatú területektől távoli, peremi területnek az üledékes és szerkezetfejlődése szorosan összefügg a Déli- és Keleti-Alpok típusterületeivel, köztes paleogeográfiai helyzetéből következően mindkét klasszikus területtel rokonítható. Rokon vonásokat fedezhetünk fel a Dunántúli-középhegység jura kifejlődései és a Keleti-, de főként a Déli-Alpok képződményei között. A Déli-Alpok felé mutató paleogeográfiai kapcsolatok jól ismertek (D'ARGENIO et al. 1980; GALÁCZ et al. 1985; KÁZMÉR & KOVÁCS 1985; KÁZMÉR 1987). A Déli-Alpok platformok és medencék sorozataival jellemzett mezozoos kontinensperemének (WINTERER & BOSELLINI 1981; BERNOULLI et al. 1990; BERTOTTI et al. 1993) északi irányú folytatását a Dunántúli-középhegység területén nyomozhatjuk, a Bakony és a Gerecse is a Trento-platóval hozható közeli ősföldrajzi kapcsolatba (CRONAN et al. 1991; VÖRÖS & GALÁCZ 1995 szóbeli közl.). Habár a Déli-Alpok területén is ismert a Gerecsében észleltekkal közel megegyező liász vetőgeometria (CASTELLARIN & PICOTTI 1990; LEHNER 1992), a gerecsei hátság pereméhez kapcsolódó, a hegység területén belül domináns balos oldalelmozdulás a Keleti-Alpokból ismert, kelet-nyugati irányú mezozoos transzformvetőkkel balos transzformok mentén létrejött jura medencékkel (WEISSERT & BERNOULLI 1985; WÄCHTER 1987; EBERLI 1988; CHANNELL et al. 1990) mutat szorosabb genetikai rokonságot. E szerkezetföldtani rokonság mellett nagy fokú hasonlóság ismerhető fel a Dunántúli-középhegység és az Északi-Mészkőalpok bizonyos jura kifejlődései között is, e két terület közös és jellemző képződménye például a hierlatz fáciesű mészkő (VÖRÖS 1991; LOBITZER et al. 1994).

Nagyszerkezeti spekulációkhoz felhasználhatjuk azt a megfigyelést is, hogy a Gerecsével közel azonos liász paleomágneses irányultságú Bakony (~10° eltérésű, MÁRTON E. 1981) területén felismert és normálvetős szerkezetnek tartott hátságperemek is megközelítőleg ÉNY–DK irányúak (VÖRÖS 1989), tehát pár-

huzamosak a Gerecsében azonosított normálvetők irányával. Ha a paleomágneses irányok alapján a Déli-Alpokhoz képest a Középhegység mínusz 30–60°-os elforgását (MÁRTON E. 1981) visszaállítjuk, akkor a bakonyi hátságok (és a gercsei normálvetők) iránya megfeleltethető a Déli-Alpokban jellemző, jelenleg É–D-i irányú mezozoos platform és medence peremek normálvetőinek irányával (VÖRÖS & GALÁCZ 1995 szóbeli közl. és in press). Ebben az egyöntetűnek tűnő szerkezeti keretben a gercsei hátságperem egy, a normálvetők irányára nagy szögben hajló (~60–240 csapású) balos oldalelmozdulási zónaként jelentkezik.

Eredmények, következtetések

A Gerecse jura (és ezen belül a jelen dolgozatban elemzett liász) képződményei már nagyléptékű áttekintés alapján is két eltérő kifejlődési területre oszthatók. Az észak–déli lefutású fációs határ aktív jura tektonikai vonalhoz kötődik. A törésvonal fölött szélesen elterülő lejtőzóna alakult ki, mely összekötötte a nyugatra fekvő, kiemeltebb helyzetű hátság ("seamount") régiót a keletre eső, nagyobb mélységbe süllyedő hátságközi medencével. A vetőzónában észlelt üledékes telérek és szinszediment vetők irányadataira alapozva a liász medencefejlődést meghatározó vetőt balos oldalelmozdulásként értelmeztük, melyet rá nagy szögben álló normálvetők tagoltak.

A Gerecsében észlelt fációs kép részleteiben eltér a rokon területnek számító Bakony liász kifejlődéseitől, de a bakonyinál szelídebb morfológia összhangban van a Gerecse esetében feltételezett oldalelmozdulás uralta tektonikával. A vizsgált kulcsfeltárásokban a liász lejtőfációsok egész sora fordult elő, melyekből egy viszonylag lankás, szélesen elterülő, de tektonikusan meghatározott lejtőzóna rekonstruálható (6. ábra). Az észlelt és értelmezett, ill. a feltételezett vetőket, valamint a kulcsfeltárások alapján rekonstruált üledékképződési környezetet és áthalmozódási irányokat térképi formában ábrázoltuk.

Az észlelt fációs és szerkezetfejlődési kép beilleszthető a Déli- és Keleti-Alpok által meghatározott mezozoos fejlődéstörténeti keretbe, a két klasszikus terület között átmeneti helyzetet foglal el. A jura elején megindult tektonikus süllyedés és platformfeldarabolódás, mely a későbbiek során jellemző pelágikus üledékképződés feltételeit teremtette meg, a Nyugati-Tethys (Ligur–Piemonti óceán) kinyílásával párhuzamosan erősödött fel és a Gerecse területén lokálisan egy balos oldalelmozduláshoz kapcsolódott. Ez az oldalelmozdulással jellemzett szerkezetföldtani meghatározottság inkább a mezozoos transzformvetők, balos oldalelmozdulásos vetőzónák mentén kialakult jura medencékkel jellemzett Keleti-Alpokkal mutat szorosabb genetikai rokonságot, miközben a Dunántúli-középhegység paleo- mezozoos fációs zónáinak közvetlen folytatását a Déli-Alpokban találjuk meg.

Köszönetnyilvánítás

Köszönöm FODOR Lászlónak (ELTE, Alk. és Környezetföldtani Tsz.) a szerkezetföldtani adatok értelmezésében és a tektonikai modell kialakítása során nyújtott segítségét.

Köszönöm MINDSZENTY Andreának (ELTE, Alk. és Környezetföldtani Tsz.) és VÖRÖS Attilának (TTM) hasznos tanácsait, segítségüket, biztatásukat.

Köszönöm PANTÓ György és DEMÉNY Attila (MTA, Geokémiai Kutató Laboratórium) hozzájárulását és segítségét a stabilizotópos vizsgálatok elvégzéséhez.

A kézirat korai változatait MINDSZENTY Andrea és FODOR László olvasta.

A terepi vizsgálatok egy részét FODOR László 344/94. számú MKM és Császár Géza T 016785 sz. OTKA pályázata támogatta.

Irodalom – References

- BADA, G., FODOR, L., SZÉKELY, B., TIMÁR, G. 1996: Tertiary brittle faulting and stress field evolution in the Gerece Mountains, northern Hungary. – *Tectonophysics*, **255**, 269–289.
- BERNOULLI, D., JENKYN, H. C. 1974: Alpine, Mediterranean, and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. – In: DOTT, R. H., SHAVER, R. H. (eds.) *Modern and ancient Geosynclinal sedimentation*. – *Soc. econ. Paleont. Miner.* **19**, 129–160.
- BERNOULLI, D., BERTOTTI, G., FROITZHEIM, N. 1990: Mesozoic faults and associated sediments in the Austroalpine–South Alpine passive continental margin. – *Mem. Soc. Geol. It.*, **45**, 25–38.
- BERTOTTI, G., PICOTTI, V., BERNOULLI, D., CASTELLARIN, A. 1993: From rifting to drifting: tectonic evolution of the South-Alpine upper crust from the Triassic to the Early Cretaceous. – *Sedimentary Geology*, **86**, 53–76.
- BORSOS T., HÁDEN S., JÓSVAI J. 1994: Terepgyakorlati jelentés. Gerecse 1994. – ELTE Ált. és Tört. Földtani Tanszék, Kézirat. (Report on mapping field work. Eötvös Univ., Manuscript, in Hungarian.)
- CASTELLARIN, A., PICOTTI, V. 1990: Jurassic tectonic framework of the eastern border of the Lombardian basin. – *Eclologiae geol. Helv.*, **83/3**, 683–700.
- CHANNELL, J. E. T., BRANDNER, R., SPIELER, A., SMALTERS, N. P. 1990: Mesozoic paleogeography of the Northern Calcareous Alps – Evidence from paleomagnetism and facies analysis. – *Geology*, **18**, 823–831.
- CRONAN, D.S., GALÁCZ, A., MINDSZENTY, A., MOORBY, S.A., POLGÁRI, M. 1991: Tethyan ferromanganese oxide deposits from Jurassic rocks in Hungary. – *Jour. of the Geol. Soc., London*. **148**, 655–668.
- CSÁSZÁR G. 1995: A gerecei és a vértés-előtéri kutatás eredményeinek áttekintése. (An overview of the Cretaceous research in the Gerece Mountains and the Vértés Foreland.) – *Általános Földtani Szemle*, **27**, 133–152.
- D'ARGENIO, B., HORVÁTH, F., CHANNELL, J. E. T. 1980: Palaeotectonic evolution of Adria, the African promontory. – In: AUBOIN, J., DEBELMAS, J., LATREILLE, M. (eds): *Geology of the Alpine chains born of the Tethys*. – *Mém. B.R.G.M.*, **115**, 331–351.
- DULAI, A. (in press): Early Jurassic brachiopod fauna from the basal layers of the Pisznice Limestone of the Eastern Gerecse (Hungary).
- EBERLI, G.P. 1988: The evolution of the southern continental margin of the Jurassic Tethys Ocean as recorded in the Allgäu Formation of the Austroalpine Nappes of Graubünden (Switzerland). – *Eclologiae geol. Helv.* **81/1**, 175–214.
- FODOR L., MAGYARI Á., FOGARASI A., PALOTÁS K. 1994: Tercier szerkezetfejlődés és késő paleogén üledékképződés a Budai-hegységben. A Budai-vonal új értelmezése. (Tertiary tectonics and Late Paleogene sedimentation in the Buda Hills, Hungary. A new interpretation of the Buda Line.) – *Földt. Közl.*, **142/2**, 129–305.

- FÓZV, I. 1993: Upper Jurassic ammonite biostratigraphy in the Gerecse and Pilis Mts. (Transdanubian Central Range, Hungary). – *Földt. Közl.*, **123/4**, 441–464.
- FÓZV, I., KÁZMÉR, M., SZENTE, I. 1994: A unique Lower Tithonian fauna in the Gerecse Mts., Hungary. – *Palaeopelagos Spec. Publ.*, **1**, 155–165.
- FÜCHTBAUER, H., RICHTER, D.K. 1983: Relations between submarine fissures, internal breccias and mass flows during Triassic and earlier rifting periods. – *Geologische Rundschau*, **72/1**, 53–66.
- FÜLÖP, J. 1975: The Mesozoic basement horst blocks of Tata. – *Geol. Hung. Ser. Geol.*, **16**, 225p.
- GALÁZ, A. 1988: Tectonically controlled sedimentation in the Jurassic of the Bakony Mountains (Transdanubian Central Range, Hungary). – *Acta Geol. Hung.*, **31/3-4**, 313–328.
- GALÁZ, A., VÖRÖS, A. 1972: A Bakony-hegységi Jura fejlődéstörténeti vázlat a főbb üledékföldtani jelenségek kiértékelése alapján. (Jurassic history of the Bakony Mountains and interpretation of the principal lithological phenomena.) – *Földt. Közl.*, **102/2**, 122–135.
- GALÁZ, A., HORVÁTH, F., VÖRÖS, A. 1985: Sedimentary and structural evolution of the Bakony Mountains (Transdanubian Central Range, Hungary): Paleogeographic implications. – *Acta Geol. Hung.*, **28/1-2**, 85–100.
- GÉCZY, B. 1973: The origin of the Jurassic Faunal Provinces and the Mediterranean Plate Tectonics. – *Annales Univ. Sci. Bp. Sect. Geol.*, **16**, 99–114.
- GÉCZY, B. 1984: Jelentés. A Vöröshid (Gerecse-hg.) jura ammonitesz faunájáról. – MÁFI Adattár, Kézirat. (Report on the Ammonite fauna of Vöröshíd (Gerecse). Manuscript.) 19 p.
- GÉCZY, B. 1986: Jelentés. A nyugat gerecsei alsó-jura ammoniteszokról. – MÁFI Adattár, Kézirat. (Report on the Lower Jurassic Ammonites of the Western Gerecse. Manuscript.) 16 p.
- JENKYN, H.C. 1970: Fossil manganese nodules from the west Sicilian jurassic. – *Ecl. geol. Helv.*, **63/3**, 741–774.
- JENKYN, H.C. 1971: The genesis of condensed sequences in the Tethyan Jurassic. – *Lethaia*, 327–352.
- JORDÁN Gy., KOVÁCS R., SZÓCS A. 1992: Terepgyakorlati jelentés. Gerecse 1992. – ELTE Ált. és Tört. Földtani TSz., Kézirat. (Report on mapping field work. Eötvös Univ., Manuscript.) 22 p.
- HUBBERT, M.K., WILLIS, D. G. 1975: Mechanics of hydraulic fracturing. – *Trans. Inst. Min. Metall. Pet. Eng.*, **210**, 153–166.
- KÁZMÉR, M. 1987: Lower jurassic facies zones in the Bakony unit of Hungary. – *Ann. Univ. Sci. Budapest Sect. Geol.*, **27**, 89–100.
- KÁZMÉR, M., KOVÁCS, S. 1985: Permian-Paleogene paleogeography along the Eastern part of the Periadriatic Lineament system: Evidence for continental escape of the Bakony-Drauzug Unit. – *Acta Geol. Hung.*, **28/1-2**, 71–84.
- KERCSMÁR, Zs., LANTOS Z., ÁCS Zs. 1992: Terepgyakorlati jelentés. Gerecse, Tardosi-medence. ELTE Alk. és Környezetföldtani Tanszék, Kézirat (Report on mapping field work. Gerecse, Tardos basin. Eötvös Univ. Manuscript 22 p.)
- KINDLE, P. J. 1990: Tektonisch kontrollierte Alterationen und Neubildungen in Prae- und Syn-Rift-Sedimenten der westlichen Nördlichen Kalkalpen. – *Mitt. aus dem Geol. Inst. der ETH und der Univ. Zuerich.* – *Neue Folge* Nr. **291**. 178p.
- KONDA J. 1982: Jelentés. A Tardosbánya-2. (Tb-2.) fúrásban harántolt jura rétegsor földtani vizsgálatának dokumentációja. – MÁFI Adattár, Kézirat 10 p.(Report on the geological investigation of the Jurassic sequences of the Tardosbánya-2 (Tb-2) well. Manuscript.)
- KONDA, J. 1987: Geological key sections of Hungary: Gerecse, Süttő, Vöröshid quarry. – MÁFI 4 p.
- LANTOS Z. 1995: Gerecsei alsó-jura szedimentológiai vizsgálata. Kapcsolatok a liász tektonikával és ösföldrajzzal. – Szakdolgozat. ELTE TTK. (Sedimentological investigation of the Lower Jurassic of the Gerecse. Connections to the Liassic tectonics and paleogeography. Thesis, Eötvös Univ., Manuscript.) 138 p.
- LEHNER, B. L. 1991: Neptunian dykes along a drowned carbonate platform margin: an indication for recurrent extensional tectonic activity? – *Terra Nova*, **3**, 593–602.
- LEHNER, B.L. 1992: Die mesozoische Ablagerungsgeschichte des nördlichen Trentino (Südalpen, Norditalien). – *Profil*, **3**, 129 p.
- LOBITZER, H., BODROGI, I., FILÁZ, E., HLADIKOVA, J., KRISTAN-TOLLMANN, E., PIROS, O., RAKUS, M., RONIEWICZ, E., SIBLIK, M., SZABÓ, J., VÖRÖS, A. 1994: Mesozoic of Northern Calcareous Alps of

- Salzburg and Salzkammergut area, Austria. – *Shallow Tethys 4, Fourth International Symposium on Shallow Tethys, Albrechtsberg, Austria, 8-11 September 1994. Guidebook*, 12–20.
- MAGYARI Á. 1994: Késő-eocén hidraulikus breccásodási jelenségek a Budai-hegység déli részén. (Late Eocene hydraulic rebrecciation in the Southern Buda Mountains, Hungary.) – *Földt. Közl.*, **124/1**, 89–107.
- MÁRTON, E. 1981: Tectonic implication of paleomagnetic data for the Carpatho-Pannonian Region. – *Earth Evolution Sciences* **1981/3–4**, 257–264.
- MONTENAT, C., BARRIER, P., D'ESTOUV, P.O. 1991: Some aspect of the recent tectonics in the Strait of Messina, Italy. – *Tectonophysics* **194**, 203–215.
- POLGÁRI M. 1993: A Mn geokémiája a feketepala képződés és a diagenetikus folyamatok tükrében. Az úrkúti karbonátos mangánérc képződési modellje. (Manganese geochemistry – reflected by black shale formation and diagenetic processes. Model of formation of the carbonatic manganese ore of Úrkút.) – *MÁFI Alkalmi Kiadvány*, 211 p.
- REZESSY A. 1997: A Pisznicői Mészkök ciklus-sztratigráfiai vizsgálata gerecsei szelvényeken. – Szakdolgozat. ELTE TTK. (Cycle-stratigraphic investigation of the Pisznice Limestone in the Gerecse. Thesis. Eötvös Univ., Manuscript.) 96 p.
- SCHOLLE, P.O., BEBOUT, D.G., MOORE, C.H. (eds.) 1983: Carbonate Depositional Environments. – *AAPG. Memoir*, **33**, 708p.
- VIGH G. 1943: A Gerecse hegység északnyugati részének földtani és őslénytani viszonyai. (Die geologischen und paläontologischen Verhältnisse im Nordwestlichen Teil des Gerecse-Gebirges.) – *Földt. Közl.*, **73/4–9**, 301–359.
- VIGH G. 1961a: A Gerecse hegység nyugati felének földtani vázlata. – *MÁFI Évk.*, **79/2**, 445–462.
- VIGH G. 1961b: A Gerecsei jura üledékek fácies kérdései. – *MÁFI Évk.*, **79/2**, 463–468.
- VIGH G. 1969: Magyarázó a Dorogi-medence földtani térképe 10 000-es sorozat, Pusztamarót c. laphoz. – *MÁFI*, 96 p.
- VIGH Gy. 1935: Adatok a Gerecse hegység nyugati részének földtani ismeretéhez. – *MÁFI Évi Jel.* **1925–28**-ról. 87–100.
- VÖRÖS A. 1970: Apró Ammonitesek fosszilizálódása Brachiopoda teknőkben. – *Földt. Közl.*, **100/4**, 399–401.
- VÖRÖS, A. 1977: Provinciality of the Mediterranean Lower Jurassic brachiopod fauna: causes and plate tectonic implications. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.*, **21/1**, 1–16.
- VÖRÖS, A. 1986: Brachiopod Paleoecology on a Tethyan Jurassic Seamount (Pliensbachian, Bakony Mountains, Hungary). – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.*, **57**, 241–271.
- VÖRÖS, A. 1989: Fault-scarp controlled carbonate sedimentation in a Tethyan jurassic seamount area (Bakony, Hungary). – *10th IAESD Regional Meeting on Sedimentology- Budapest*. 250–251.
- VÖRÖS, A. 1991: Hierlatzkalk – a peculiar Austro-Hungarian jurassic facies. – *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn.*, **1**, 145–154.
- VÖRÖS, A. 1993: Jurassic microplate movements and brachiopod migrations in the western part of the Tethys. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.*, **100**, 125–145.
- VÖRÖS, A., GALÁCS, A. in press: Jurassic paleogeography of the Transdanubian Central Range (Hungary). – *Rivista Italiana di Paleontologia*
- WÄCHTER, J. 1987: Jurassische Massflow- und Internbreccien und ihr sedimentär-tektonisches Umfeld im mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – *Boch. geol. geotechn. Arb.*, **27**, 239p.
- WEISSERT, H.J., BERNOULLI, D. 1985: A transform margin in the Mesozoic Tethys: evidence from the Swiss Alps. – *Geol. Rundsch.*, **74**, 665–679.
- WINTERER, E.L., BOSELLINI, A. 1981: Subsidence and Sedimentation on Jurassic Passive Continental Margin, Southern Alps, Italy. – *AAPG Bull.*, **65/3**, 394–421.
- WINTERER, E.L., METZLER, C.V., SARTI, M. 1991: Neptunian dykes and associated breccias (southern Alps, Italy and Switzerland: role of gravity sliding in open and closed systems. – *Sedimentology*, **38**, 381–404.

A kézirat beérkezett: 1997. 09. 22.

Táblamagyarázat – Explanation of Plates

I. tábla – Plate I

1. Liász biomikrit wackestone réteg mangánoxid-gumóval (legfelül), és alatta kifejlődött rétegparallel hasadéok változatos, három generációs kitöltéssel. A kitöltés alsó tagja planktonforaminiferás wackestone, a vékony középső tagot pátos cementben úszó apró (ostracoda?) héjtöredékek és aptychus alkotja, a felső rétegtag szürkés vörös biomikrit wackestone, töredékes bioklaszttal. Gorba. (Go. B. 18. minta, negatív kép) (mérce: 1cm)
Layer parallel neptunian dyke formed below a Liassic biomicroit wackestone bed containing Mn-oxide nodules. The dyke was filled up by three different kind of sediment. The lower part is a wackestone containing planktonic foraminifers, the middle member is composed of tiny bioclast fragments (ostracodes?) and aptychi embedded in sparite cement. The upper part is a greyish red biomicrite wackestone with fragmented bioclast. Gorba. (Sample Go. B. 18. negative print) (Scale bar 1cm)
2. Hierlatz mészkő telérkitöltés a tardosi Gorba keleti oldalából. Felső-sinemuri(?). (Go. 71. minta, negatív kép) (mérce: 1cm)
Neptunian dyke filling Hierlatz Limestone. Gorba east. Upper Sinemurian(?). (Sample Go. 71. negative print) (Scale bar 1cm)
3. Rétegszerű crinoidea (és gastropoda, ammonitesz) dúsulás a Gorba keleti feltárásának liász lejtőüledékében. A frissen lerakódott rétegek összetöredeztek, breccásodtak, a szemcsék közötti teret mésziszap töltötte ki. Felső-sinemuri. (mérce: 10cm).
Crinoid (gastropod, ammonite) enrichment in the slope sediment of the Gorba east section. The just deposited layers broke up, were brecciated and the gashes were filled up by mud. Upper Sinemurian. (Scale bar 10cm)
4. Több generációs liász rétegparallel üledékes telér a Gorba keleti feltárásából. A telér anyaga túlnyomóan mikrites, helyenként laminált apróbioklasztos és a hasadékok magában foglaltó triász rétegek valamint az idősebb telérgenerációk feltéptett szemcséit, klasztjait tartalmazza.
Layer parallel Liassic neptunian dyke in the eastern side of Gorba. The dyke was filled up in several phases by micritic, sometimes with laminated, bioclastic mud. It contains clasts of the host Triassic limestone and rip-up clasts of the older infilling generations.

II. tábla – Plate II

5. A Nyerges-hegy keleti oldalában (a fényképen jobbra) vető mentén érintkeznek egymással a meredek falban feltároló triász mészkőpadok és a fákkal benőtt, enyhébb morfológiájú felszín alatt húzódó jura sorozat.
The Triassic limestone beds (forming steep wall) of the Nyerges-hill are connected to the Liassic series (covered by vegetation, trees) by fault in the eastern (right) side of the hill.
6. Komplex, több lépcsőben kialakult rétegpárhuzamos hasadék a Kisgolyó szelvényéből (12 m). 1.: a hasadék kinyílása; 2.: tengeri kalcit cement képződés (legalább 2 fázisban), mely támasztotta és leszigetelte, lezárta a hasadékokat; 3.: újabb tágulás a cementált rész fölött, a cementkéreg összetöredezett; 4.: vékony cement burkolja be az újonnan képződött felszínt; és végül 5.: "durva" bioklasztos üledék tölti ki a hasadékokat. A hasadékképződés a szelektíven cementált lejtőüledékben kialakult csuszamlásokhoz kötődhetett. Középső liász. (KG. 4. 17. minta, negatív kép) (mérce: 1 cm).
Complex, layer parallel cavity in the Kisgolyó section (12m) formed in multiple (5) steps. 1st: opening of the cavity; 2nd: marine calcite cement (in 2 phases) coats, seals and holds the cavity; 3rd: renewed opening phase above the cemented layer, breaking up the cement seal; 4th: thin cement covers the fresh surface; 5th: the cavity was filled up by "coarse" bioclastic sediment. The formation of the cavity may be connected to slide movements in the selectively cemented slope sediments. Middle Liassic. (Sample KG. 4. 17. negative print) (Scale bar 1cm).

7. Apró, cementált pelagikus kagylóhéjakból felépülő réteg. Ez az anyag általában hasadékkittöltésekben jellemző. Kisgolyó, 2,5 m, középső liász. (KG. 4. 4. minta, negatív kép) (mérce: 1 cm).
Bed composed of tiny cemented pelagic bivalves. This kind of rock mostly appears as a dyke filling sediment. Kisgolyó section 2.5m, Middle Liassic. (Sample KG. 4. 4. negative print) (Scale bar 1cm).
8. Vékony, áthalmazott bioklasztos réteg (Kisgolyó 11m) bentosz foraminiferákkal és héjtöredékekkel. A réteg éles határral települ, fedője felé az átmenet folyamatos. A bioklasztos réteg alatt és a fedőben is látható kalcitos erek talán a differenciáltan cementált üledékben kialakult vékony hasadékok lehetnek. Középső liász. (KG. 4. 15. B. minta, negatív kép) (mérce: 1 cm).
Thin, redeposited bioclastic layer characterised by benthic foraminifers and shell fragments (Kisgolyó section 11m). The lower contact is sharp, the upward transition is gradual. The calcite veins above and under the bioclastic layer could have been formed in the selectively cemented sediment. Middle Liassic. (Sample KG. 4. 15 B. negative print) (Scale bar 1 cm).

III. tábla – Plate III

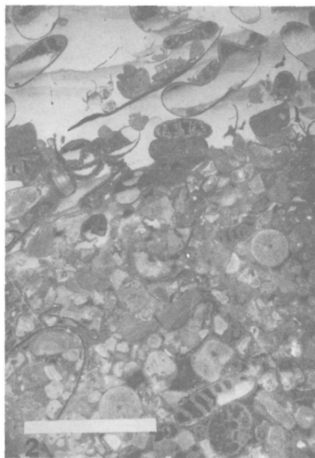
9. Vékony, gradált és cementált bioklasztos rétegtagok váltakozásából felépülő Hierlatz mészkő réteg, melyet intraklasztos üledékes telér metsz. Kisgolyó, 8 m, középső-liász. (KG. 4. 14. minta, negatív kép) (mérce: 1 cm).
Hierlatz Limestone bed composed of thin graded and cemented bioclastic layers, crosscut by an intraclastic neptunian dyke. Kisgolyó section 8 m, Middle Liassic. (Sample KG. 4. 14. negative print) (Scale bar 1 cm).
10. Intraklasztos crinoideás mészkő a vöröshídi szelvény felső részéből (20,5 m). A nagy mennyiségben megjelenő, behordott crinoidea nyéltag mellett a helyi üledék esetenként háttérbe szorul. A dúsán crinoideás betelepülések egy-egy rétegen belül többnyire csak néhány méternyi hosszban követhetőek, a lencseszerű betelepülések oldalirányban felhígulnak, kiékelődnek. Pliensbachii.
Intraclastic Crinoidal limestone in the upper part of the Vöröshíd quarry (20.5 m). The great amount of the transported Crinoid ossicles have sometimes suppressed the local, micritic sedimentation. The lenses of the Crinoidal limestones pinch out in some meters sideward. Pliensbachian.
11. Helyben breccsásodott réteg, ahol a lágy üledékek borított, már részben litifikálódott kőzetanyagból felszakadt szemcsék közel eredeti helyzetükben maradtak, nem is exhumálódtak, a klasztok közé a fedő bioklasztos mészszipa szivárgott be. Vöröshíd 20 m, sinemuri. (MÁFI szelvény 18. réteg).
In-situ brecciated layer, where the (at least partly) consolidated bed was covered by soft sediments during the brecciation event. The clasts remained close to their original position, and were not exposed to the seafloor. The gashes between the clasts were infilled by the overlying bioclastic sediment. Vöröshíd, 20 m, Sinemurian.
12. Radiaxiális kalcittal bélelt, laminált belső üledékekkel kitöltött zsebek. A bizonytalan genetikájú üregeket az aljatról származó bioklasztöredékes mészszipa töltötte ki, tehát az üregek a kitöltődés során összekötöttesben álltak a tengerfenékekkel. Vöröshíd, felső hettangi(?)–sinemuri. (A nyíl hossza 2 cm).
Pockets filled up by laminated internal sediments, and sealed by radiaxial calcite. The origin of the cavity is not clear, but the internal sediment contains bioclastic fragments, so the cavities were probably in direct contact with the seafloor. Vöröshíd, Upper Hettangian(?)–Sinemurian. (The length of the arrow is 2 cm.)

Pockets filled up by laminated internal sediments, and sealed by radiaxial calcite. The origin of the cavity is not clear, but the internal sediment contains bioclastic fragments, so the cavities were probably in direct contact with the seafloor. Vöröshíd, Upper Hettangian(?)–Sinemurian. (The length of the arrow is 2 cm.)

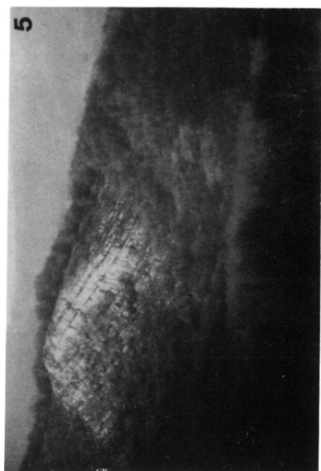
IV. tábla – Plate IV

13. 185/45° dőlésű szinszediment vető a Vöröshíd középső-liász szelvényében (a három észlelt szerkezet közül az északi). A maximális elvetés 30 cm, az elvetés mértéke felfelé csökken, majd a szintkülönbséget egy, a levetett oldalon kivastagodó réteg egyenlíti ki. Sinemuri. (Méterarányként ásványvizes palack a jobb alsó sarokban.)
Synsedimentary fault (dipping in N185/45°) in the Vöröshíd quarry. Sinemurian. (Water bottle as scale in the lower right corner.).
14. Meredek rétegdőlésű (45°) crinoideás közbetelepülés a Tb-2. fúrásban (157 m). A szelvény hosszában ennél jelentősen enyhébb dőlés jellemző. Pliensbachi. (mérce: 10 cm).
Highly tilted (45°) Crinoidal bed sets in the basin succession of the Tb-2 well (157m). Pliensbachian. (Scale bar 10 cm).
15. Főként apró brachiopoda félteknőkből felépülő bioklasztos, intraklasztos rétegcsoport a Bányahegy felső fejtési szintjében. A felvételen az éles határral települő, 1,5 m vastag rétegcsoport alsó része. Pliensbachi.
Bioclastic, intraclastic beds contain mostly tiny Brachiopod half-valves. Sample from the lower part of the 1.5 m thick bioclastic bed-set of the Bányahegy section. Pliensbachian.
16. Üledékképződéssel egykorú, felfelé elenyésző szinszediment törés. Bányahegy, alsó fejtési szint, felső-hettangi(?)–sinemuri (?).
Upward fading synsedimentary fault. Bányahegy, lower quarry floor. Upper Hettangian(?)–Sinemurian(?).

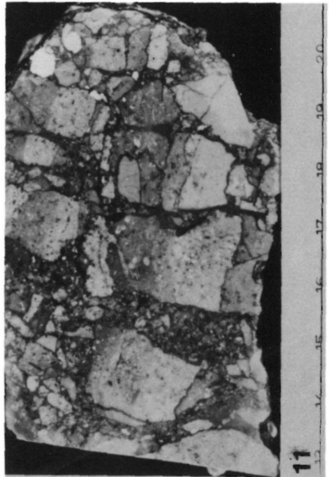
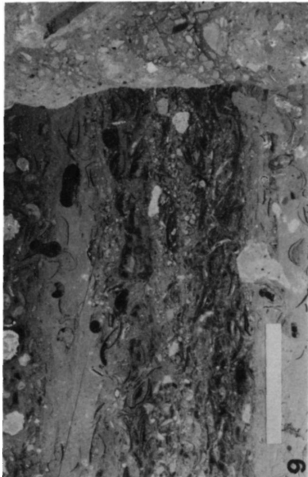
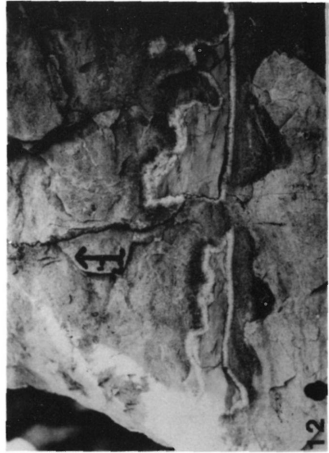
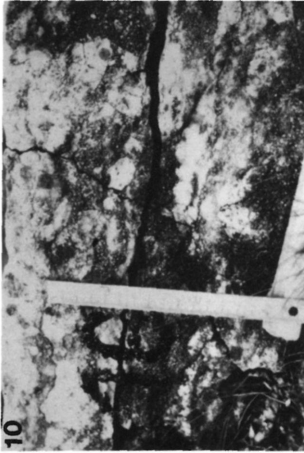
I. tábla – Plate I



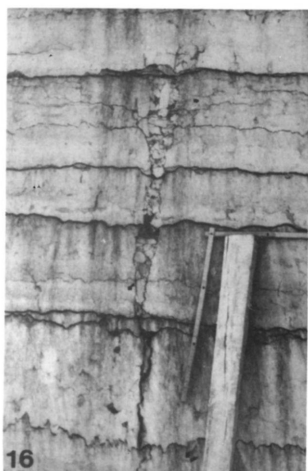
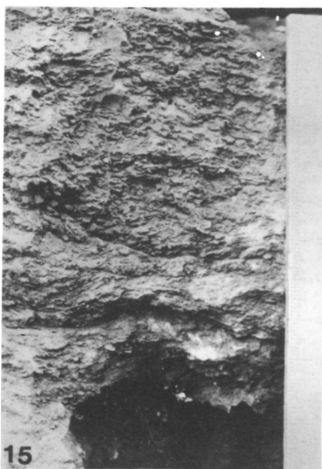
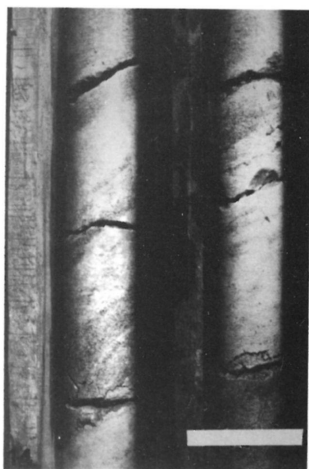
II. tábla – Plate II



III. tábla – Plate III



IV. tábla – Plate IV



A Kárpát-Pannon Térség neogén alkáli bazaltjainak nyomelem- és izotópegokémiai viszonyai: következtetések a köpenybeli forrásközetek jellegére

Trace element and isotope geochemistry of Neogene alkaline basalts in the Carpathian–Pannonian Region: implications for mantle source characteristics

EMBEY-ISZTIN Antal¹ – DOBOSI Gábor²

(15 ábra)

Abstract

Late Miocene to Pleistocene alkali basalts ranging from olivine tholeiites to nephelinites were erupted in the Carpathian–Pannonian Region (CPR) following Eocene and Miocene subduction events, associated calc-alkaline volcanism, extension and basin formation. Trace element and isotope geochemistry of alkali basalt lavas indicate a dominant asthenospheric component characterised by high Nb/La, Ce/Pb, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and low $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. However, in some basalts there is clear evidence for an enriched lithospheric component as well, with distinctly lower Nb/La, Ce/Pb, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and higher $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ relative to a given value of $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, the origin of which is argued to be related to the Tertiary subduction event. These basalts were generated by a mixing process of asthenospheric and lithospheric components. Unlike the lithospheric component, the asthenospheric component shows close similarity with that of western and other central European Tertiary alkali basalts suggesting relationships with the common European Asthenospheric Reservoir as defined by CEBRIA & WILSON (1995). The relative contributions of the lithospheric component show spatial and temporal variations compatible with the idea that the upwelling convecting asthenosphere played the primary role in magma genesis rather than the extension of the thermally activated lithosphere.

Manuscript received: 24. 03. 1997.

Összefoglalás

A Kárpát-Pannon Térség több vidékén késő miocén–pliocén–pleisztocén alkáli mafikus magmák törtek fel az eocén-miocén szubdukciót és az ezzel szorosan kapcsolódó mészkáli vulkanizmust,

¹Magyar Természettudományi Múzeum, Ásvány- és Kőzettár, Budapest, Ludovika tér 2, H-1431 Pf. 137

²Magyar Tudományos Akadémia, Geokémiai Kutatólaboratórium, Budapest, Budaörsi út 45, H-1112

kéregtágulást és medence kialakulást követően. Az alkáli mafikus lávák összetétele széles határok között, az olivin tholeiitől egészen a nefelinitig változik. Az alkáli bazalt lávák nyomelem- és izotópgeokémiája egy uralkodó mennyiségű asztenoszféra-eredetű komponensre utal, melyet magas Nb/La, Ce/Pb, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ és alacsony $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ jellemez. Bizonyos bazaltokban azonban egyértelmű bizonyítékokat találtunk egy inkompatibilis elemekben dúsult köpeny–litoszféra származású komponens jelenlétére is, melynek határozottan kisebb Nb/La, Ce/Pb, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, magasabb $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ és egy adott $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ értékhez viszonyítva magasabb $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ aránya van. Ez utóbbi komponens eredetét a harmadidőszaki szubdukcióval, pontosabban a betolódott óceáni kéreg víztelenedése és az ezzel kapcsolatos elemigrációk okozta köpeny-dúsulással értelmezzük. A bazaltok keletkezése tehát asztenoszféra-, illetve litoszféra-származású komponensek keveredésére vezethető vissza. A litoszféra-komponenssel szemben az asztenoszféra-komponens szoros rokonságot mutat a nyugat- és egyéb közép-európai harmadidőszaki alkáli bazaltok hasonló komponensével, ami azt igazolja, hogy kapcsolat áll fenn a CERBIA & WILSON (1995) által definiált, közös Európai Asztenoszféra Rezervoárral. A litoszféra-, illetve az asztenoszféra-komponens részarányainak tér- és időbeli változása alátámasztja azt az elképzelést, hogy a magmagenezis során nem annyira a termálisan aktivizált litoszféra tágulása, hanem sokkal inkább a felnyomuló asztenoszféra játszotta a fő szerepet.

Bevezetés

Az alkáli bazaltok vizsgálatát egy olyan képzeletbeli ablakhoz hasonlíthatjuk, melyen keresztül betekintést nyerhetünk a földköpenybe és az ott lejátszódó folyamatokba. Más köpenyeredetű vulkáni kőzetekkel (pl. tholeiitok és pikritok) összehasonlítva, melyek viszonylag könnyen intenzív anyagi kölcsönhatásba kerülhetnek a kéreggel, az alkáli bazaltok könnyenilló-gazdaságuknak köszönhetően nagyon gyorsan tönknek a Föld felszínére, minimálisra csökkentve ezzel a kéreganyaggal történő kontamináció lehetőségét. Ennél fogva lényegesen tisztább képet adnak a felsőköpeny nyomelem- és izotópviszonyairól, mint más vulkanitok. Mindazonáltal, az alkáli bazaltok csak indirekt módon tükrözik a köpenybeli forráskőzetek kémiai jellegeit. Szerencsére azonban a gáz-dús alkáli bazaltok és rokonaik, a nefelinitek, karbonatitok, kimberlitok, lamprofitok és lamproitok gyakorta tartalmaznak köpenyxenolitokat (exogén, azaz a köpenymellékkőzetből leszakított kőzet darabokat), mint a peridotitok (Iherzolit, harzburgit, dunit, wehrlit), valamint a piroxenitok és a websteritok. A xenolitok már közvetlen információkkal szolgálnak a litoszféra köpenyrészének litológiai, ásványtani, szöveti-szerkezeti, kémiai és izotóp-geokémiai viszonyairól. Ahhoz, hogy az alkáli bazaltoknak és rokon kőzeteknek a köpenybeli forrásról adott közvetett jellegű információit kellőképpen értékelni tudjuk, figyelembe kell venni, hogy a mafikus alkáli magmák kémiai jellegeit legkevesebb négy tényező befolyásolja:

- (1) a forráskőzetek összetétele, mely minden korábbi elemődülési és elszegegyedési folyamatot tükröz;
- (2) a magmaképződés tektonikai helyzete;
- (3) a magmaképződés feltételei (parciális olvadás mértéke, a magmaszegregáció mélysége, a $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ arány stb.);
- (4) különböző köpenyforrásokból származó anyagok keveredése.

Ezeket kívül a differenciáció jelentékeny mértékben megváltoztathatja a már kialakult vulkanitok kémiai összetételét és a kontinentális bazaltok néha kéregkontaminációt is elszenvednek a felszínre jutás során. Ezért az alkáli bazaltok kőzettani és geokémiai jellegeit minden esetben gondosan kell értékelni, hogy a különböző faktorok hatásait számba vehessük. Az értékelés módszereinek kifejtésébe itt nem mehetünk bele, csupán az érzékeltetés kedvéért néhány példát említünk meg. Így pl. két olyan inkompatibilis elem hányadosa, melyeknek erősen különböző ásvány/olvadék megoszlási koefficiense (K_d) van, mint amilyen a La/Sm, valószínűleg a parciális olvadás mértékét fogja tükrözni, míg két hasonló ásvány/olvadék K_d -vel rendelkező inkompatibilis elem hányadosa (pl. Ce/Pb) független az olvadás mértékétől és sokkal inkább a forrásközvetben uralkodó állapotokra utal. Növekvő Sr és O izotóparány csökkenő MgO mellett a frakcionált kristályosodás során történt kéregkontamináció jele (ún. AFC-folyamat). Ezzel szemben, a korreláció hiánya e változók között arra mutat, hogy az izotóparányok változékonyságát a bazaltok a köpenyforrásból örökítették át, vagyis az adatok a köpeny heterogenitását tükrözik. Míg a peridotit xenolitok egyértelműen a litoszféra köpenyrészére szolgáltatnak adatokat, az alkáli bazaltok értelmezése bonyolultabb, mivel több fajta rezervoárt is tükrözhetnek, pl. az asztenoszféra, plume-ot vagy litoszférát és ezek kombinációit.

A kontinentális rift-szerkezetek alkáli bazaltos kőzeteiről egyre növekvő számban jelennek meg korszerű geokémiai, izotóp-geokémiai tanulmányok, melyek célja olyan geodinamikai kérdések tisztázása, mint a különböző asztenoszféra- és litoszférabeli magma-források és magmakomponensek viszonylagos jelentősége az egyes olvadékokban, valamint annak eldöntése, hogy vajon maga a táguló litoszféra vagy pedig a nagy mélységből származó ún. köpenyplume játssza-e a főszerepet a magmagenezisben (pl. PERRY et al. 1987; HART et al. 1989; FITTON et al. 1991; BRADSHAW et al. 1993; CLASS et al. 1994). Olyan, még megoldatlan problémákról van szó, hogy a mélységi eredetű, valószínűleg a mag-köpeny határról kiinduló köpenyplume lehet-e oka a kontinens tágulásának, a parciális olvadásnak és bizonyos esetekben a kontinens feldarabolódásának ("aktív riftesedés") (pl. CAMBELL & GRIFFITHS 1990), vagy pedig a plume szerepe csupán passzív és a kontinentális magmatizmus az extenzió számlájára írható olyan vidékeken, melyek alatt anomálishan forró köpeny van ("passzív riftesedés") (pl. PEATE et al. 1990). Az első esetben, a rift-magmákban plume komponens, míg a másodikban asztenoszféra-eredetű ún. N-MORB típusú (normál középóceáni hátsági bazalt) és egy litoszféra-komponens jelenléte is várható. A különböző komponensek természete és viszonylagos súlya jelentősen változhat az egyes rift-zónákban, sőt még egy adott rift-szerkezet különböző területei között is. Ebből a szempontból különösen fontos lehet minden olyan korábbi folyamat, ami a litoszféra köpenyrészében elem-dúsulást okozott, mint amilyen például a szubdukció. Ilyen elem-dúsulásra utaló komponens megjelenése olyan bazaltos magmákban valószínű, amelyek olyan területeken törtek felszínre ahol korábbi mészkalkáli vulkáni tevékenység volt (pl. FITTON et al. 1991). Geodinamikai szempontból jelentős felismerés azonban, hogy az

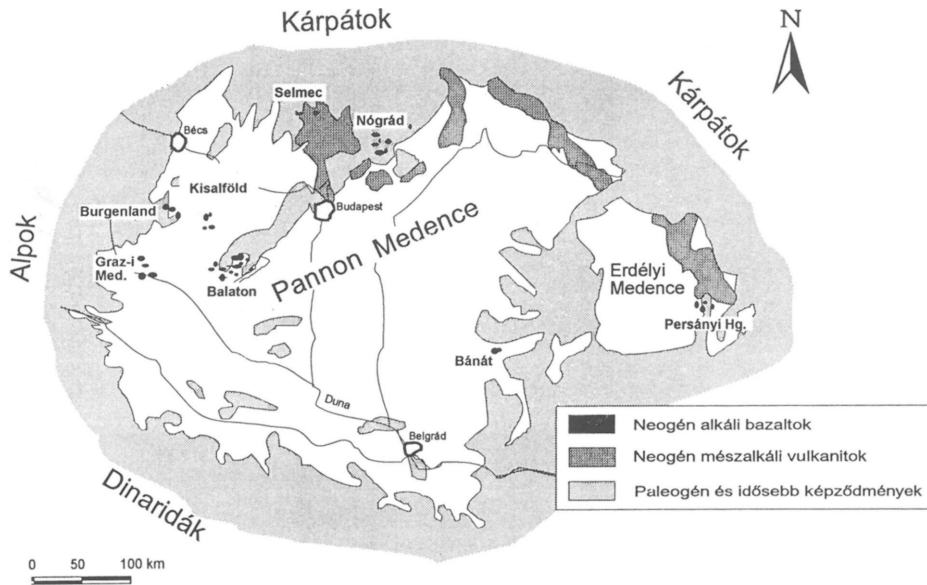
idős szubkontinentális litoszféra idővel leválhat és a köpeny konvekció "hátán" akár távoli óceáni területekre is eljuthat, ahol is parciális olvadást elősegítő, elemekben dúsult köpeny-rezervoárt képezhet (MCKENZIE & O'NIONS 1983; DUPRÉ & ALLÈGRE 1983; WEAVER et al. 1987; HAWKESWORTH et al. 1986). Remény van arra, hogy a kontinentális bazaltok geokémiai és izotópos jellegeinek tanulmányozásával jobban megérthetjük az olyan problémákat, mint a plume, asztenoszféra és litoszféra köpenyforrások relatív részaránya a magmákban az idő és tér függvényében. Ez egyben a kontinentális litoszféra tágulását szabályozó folyamatok jobb megértését segíti elő.

Úgy tűnik, hogy a litoszféra felső része, az ún. mechanikai határréteg a geokémiai heterogenitások hosszú életű fenntartására képes ($\sim 10^9$ év MCKENZIE & BICKLE 1988), míg az alsó rész, a termikus határréteg könnyebben kerül vissza a konvektív asztenozszférába geológiai viszonylag rövid időtartam alatt is ($\sim 10^8$ év) (MCKENZIE & BICKLE 1988). A litoszféra mindkét része alkalmas bazalt magmák képződésére, bár a konvektív asztenozsféra talán a legjelentősebb forrás.

A Kárpát-Pannon Térségben (KPT) az extenzióval kapcsolatos késő miocén–pliocén–pleisztocén alkáli bázisos magmatizmus szorosan követ egy szubdukcióhoz kötődő mészkalkali magmás fázist. Ennek következtében alkalmas területnek látszik annak tesztelésére, hogy a betolódott illótartalmú kőzetekből kiűzött mobilis elemek milyen mértékben dúsították fel a felül elhelyezkedő ún. köpeny-éket és hogy a terület alkáli bazaltjaiban megjelenik-e ebből a forrásból levezethető litoszféra-komponens.

A KPT tipikus tágulások ivkőzi medence, helyesebben egy medence rendszer, mely több süllyedékből és az azokat elválasztó mezozoos és paleozoos röghegység-gekből áll (1. ábra). A térség harmadidőszaki lemeztektonikai fejlődésére több modell is készült, melyek ha a részletekben különböznek is egymástól, abban megegyeznek, hogy a területet néhány afrikai és európai eredetű, egymás mellé tolódott mikrolemez alkotja (GÉCZY 1973; BALLA 1984; CSONTOS et al. 1992). A geofizikai jelleg (magas hőáram, a Moho kis mélysége, emelkedett hőmérséklet kivékonyodott litoszférában; pl. ÁDÁM 1982; DÖVÉNYI & HORVÁTH 1988) és a fiatal (késő miocén, pliocén és pleisztocén) alkáli bazalt vulkanizmus a kontinentális rift-szerkezetekkel való szoros hasonlóságra utal és alátámasztja azt az elképzelést, miszerint a fiatal alkáli bazalt vulkanizmus a köpeny diapíros emelkedésének következménye (EMBEY-ISZTIN et al. 1990). A diapírban a mélyebb szintről feláramlott forró anyag a nyomáscsökkenés következtében olvad meg, mivel ezt a kőzetek jó hőszigetelő képessége következtében nem vagy alig kíséri hőmérsékletcsökkenés (adiabatikus viszonyok). A mintegy 11–0,5 millió évvel ezelőtt lejátszódott, nagy területen (a Grazi-medencétől, a Balatonfelvidéken át egészen a Persányi-hegységig) húzódó (1. ábra) alkáli bazalt vulkanizmus jó alkalmas arra az izotóp- és nyomelem geokémia idő és térbeli változásának tanulmányozására. Ez az ismeret segítséget jelenthet annak tisztázásában, hogy mi lehetett a magmaképződés elsődleges oka, a kontinentális tágulás vagy a konvektív asztenozsféra felnyomulása.

Ennek az összefoglaló munkának megírását elsősorban az ösztönözte, hogy magyar nyelven is hozzáférhetővé tegyünk kutatásaink eredményeit, melyek egyébként több külföldi – a hazai könyvtárakban ma már sajnos hozzáférhe-



1. ábra. A Kárpát Pannon Térség egyszerűsített földtani térképe, a Neogén alkáli bazalt és mészalkáli vulkáni provinciák feltüntetésével

Fig. 1. Simplified map of the Carpathian-Pannonian Region showing Cenozoic alkali basalt and calc-alkaline volcanic fields

tetlen – szaklapban jelentek meg. Célunk volt továbbá a Kárpát-medence bazalt lelőhelyeinek magyar neveit is feltüntetni a jelenleg használatos nevek mellett, hogy ezáltal a régebbi magyar szakirodalomban és a jelenlegi irodalomban használatos elnevezéseket azonosítani lehessen.

Kőzettani jelek

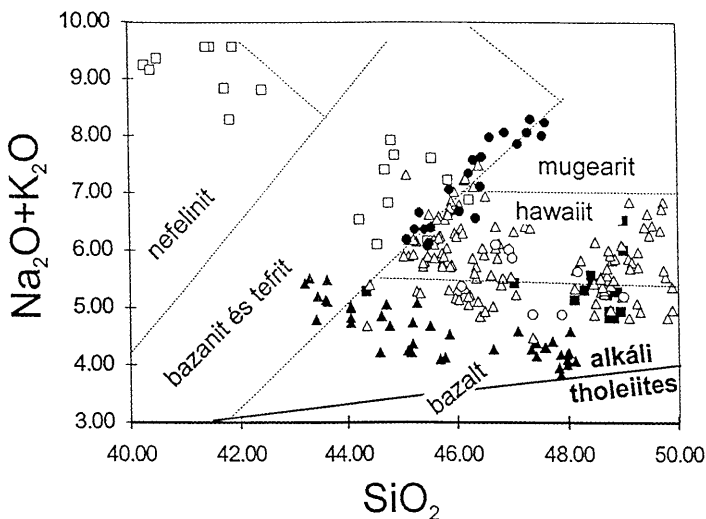
A KPT fiatal alkáli bazalt vulkanizmusa meglehetősen szórványosan, több alprovinciában koncentrálódva jelenik meg (Grazi-medence, Burgenland, Kisalföld, Balatonfelvidék, Nógrád, Selmechánya környéke, Bánát és az erdélyi Persányi-hegység). A lávafolyások valamivel gyakoribbak mint a vulkáni tufák, salakkúpok a Persányi-hegység kivételével ritkák. A lávaömlések és tufaszórások térfogata általában csekély minden alprovinciában, de az erupciós központok száma jelentős is lehet (pl. a Balatonfelvidék mintegy 60 kítőrési centrummal).

A KPT fiatal bazaltjainak többsége ép, mérsékelt porfirós és holokristályos, azonban néhány minta kevés üveget is tartalmaz. Az ásványos összetétel az alkáli bazaltokra nézve tipikus, amennyiben a fenokristályok között rendszerint uralkodó az olivin, melyet klinopiroxén kísérhet. A plagioklász általában az alapanyagra korlátozódik, ahol társai a klinopiroxén, olivin, titanomagnetit, melyhez esetenként ilmenit is csatlakozik. Az apatit gyakori járulékos elegyrész. E kőzetalkotó ásványok elektronmikroszondás elemzéseit másutt közöltük (EMBEY-ISZTIN et al. 1993a).

Nagy nyomáson képződött zöld színű klinopiroxén-magot és Al-augitot csak Nógrádban találunk (DOBOSI 1989; DOBOSI & FODOR 1992). A köpenyszármazású peridotit xenolitok (I Típusú lherzolit és harzburgit, valamint II Típusú wehrlit, klinopiroxenit, amfibol-klinopiroxenit), és a szintén nagy nyomáson kristályosodott klinopiroxén, amfibol, spinel, magnetit és anortoklász megakristályok helyenként gyakoriak (EMBEY-ISZTIN 1976a, 1976b, 1977, 1978, 1984; EMBEY-ISZTIN et al. 1989; KURAT et al. 1980, 1991; SZABÓ & BODNÁR 1995; SZABÓ et al. 1995; DOWNES et al. 1992; VASELLI et al. 1995). Az alsókéreg származású granulit xenolitok kevésbé elterjedtek, bár néhány dunántúli lelőhelyen viszonylag gyakoriak, a köpenyeredetű gránátpiroxenitek viszont igen ritkák (EMBEY-ISZTIN & SCHARBERT 1988; EMBEY-ISZTIN et al. 1990; KEMPTON et al. 1997). Nyugaton, a Pannon-térségben mindössze egy-egy hornblendit eret sikerült találni a szigligeti (EMBEY-ISZTIN 1976a) és a kapfensteini (KURAT et al. 1980) bazalttufákból származó lherzolit xenolitokban, ezzel szemben keleten az erdélyi Persányi-hegységben a hornblendit erek gyakoribbak (VASELLI et al. 1995).

Főelemek geokémiája

Az értékelésben és a diagramokban felhasznált fő- és nyomelem analízisek korábban kerültek közlésre (EMBEY-ISZTIN & SCHARBERT 1981; POULTIDIS & SCHARBERT 1986; EMBEY-ISZTIN et al. 1993a; VASELLI et al. 1995; DOBOSI et al.



2. ábra. A KPT fiatal alkáli bazaltjainak össz-alkália – SiO_2 diagramja EMBEY-ISZTIN et al. (1993a, b) adatai alapján. Nomenklátúra beosztás COX et al. (1979), az 'alkáli' és 'tholeiit' határvonal MACDONALD & KATSURA (1964) Hawaii diagramja nyomán. Üres háromszög: Balatonfelvidék, telt háromszög: Burgenland, üres négyyszög: Grazi-medence, telt négyyszög: Kisalföld, üres kör: Persányi-hegység, telt kör: Nógrád

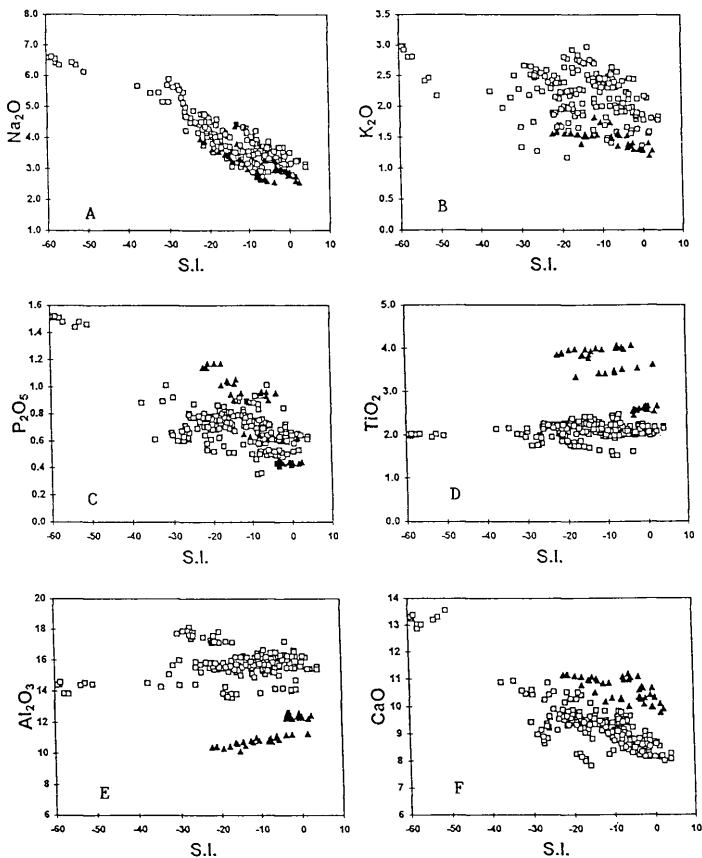
Fig. 2. Selected total alkali vs. silica diagram of CPR young alkali basalts; classification after COX et al. (1979). The 'alkali' and 'tholeiitic' boundary is for Hawaii (MACDONALD & KATSURA 1964). Open triangle: Balaton, full triangle: Burgenland, open square: Graz Basin, full square: Little Hungarian Plain, open circle: Persányi Mts., full circle: Nógrád

1995) és adatbázisunk jelentős részét táblázatokban is összefoglaltuk (EMBEY-ISZTIN et al. 1993b). Természetesen ezeken kívül más főelem analízisek is ismertek, melyek közül kiemelendő MAURITZ Béla (1948) összefoglaló munkája, melyből már világosan kiderült a tárgyalt vulkáni provincia egyöntetű alkáli jellege. A kőzetek Na-dominanciát mutatnak ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 1$). Régóta ismeretes ugyan, hogy a Bár mellett talált kőzettömbök anyaga K-gazdag bazalt (KASZAP 1963; VICZIÁN 1965; SZEDERKÉNYI 1980; HARANGI et al. 1995b). A bárri kőzetet azonban nem tekintjük a fiatal alkáli bazalt provincia tagjának, genetikai kapcsolatait a horvátországi K-dús bazaltos kőzetek felé célszerű keresni (KASZAP 1963). A KPT fiatal bazaltjainak összetétele az olivin tholeiittól a nefelinitig változik, bár többségük alkáli bazalt és bazanit, illetve a differenciáltabb tagok (pl. a nógrádi lávák) a hawaiiit, tefrit, mugearit mezőkben koncentrálnak, (2. ábra). CIPW normákban kifejezve ez a széles összetételei spektrum 0–30% nor-

matív nefelin (*ne*), illetőleg 0–10% normatív hipersztén (*hy*) tartalomnak felel meg, ami azonos a FITTON et al. (1991) által definiált telítettségi index (S.I.) –60 és +5 közötti tartományával (3. A–E ábra). (Az S.I. értékét úgy definiálták, hogy negatív szám esetén normatív nefelin, pozitív szám esetén normatív hipersztén van a kőzetben, 0 pedig mindkettő hiányát jelenti). Variációs diagramjainkban a normatív *ne* helyén az utóbbi értéket használtuk, mert ilyen módon mind a Si-ban telítetlen és telített bazaltok egy és ugyanazon diagramban ábrázolhatók. Miután a *ne*- és az inkompatibilis elemtartalom (olyan elemek, melyek nehezen épülnek be a köpenyásványokba és ezért olvadáskor az olvadékban koncentrálnak) az MgO értékétől függetlenül széles határok között változik, az S.I.-t és nem pedig az MgO-t vagy az mg-értéket ($mg\# = 100Mg/(Mg+Fe^{2+})$) használtuk a variációs diagramokban.

BALOGH et al. (1986, 1994) K/Ar korhatározási eredményeit felhasználva megállapítható, hogy az olivin tholeiitek a legidősebb lávák közé sorolhatók, míg az erősen telítetlen bazanitok általában fiatalabbak. A Grazi-medencebeli Stadner Kogel (STK) nefeliníte egyike a KPT legfiatalabb kőzeteinek. Ennek ellenére, a telítetlenség foka, valamint az abszolút kor közötti összefüggés korántsem egyértelmű, hiszen pl. az egyik legidősebb láva (Pálhegy = Pauliberg, P, Burgenland) meglehetősen telítetlen bazanit.

A köpeny parciális megolvadása során inkompatibilisen viselkedő főelemek közül a Na jó korrelációt mutat az S.I. értékével (3. A. ábra) ami sokkal kevésbé nyilvánvaló a K és P esetében (3. B, C. ábra) és a Ti esetében teljesen hiányzik is (3. D. ábra). Ezek az összefüggések arra utalnak, hogy az egyes lávák összetételét a parciális olvadási mértéke és a frakcionált kristályosodás mellett, a köpenybeli forráskőzetek kémiai és modális összetétele is befolyásolta. Ez különösen nyilvánvaló a burgenlandi bazaltok (Pálhegy = Pauliberg P és Felsőpulya = Oberpullendorf, OP) esetében, melyek egy különálló Ti-gazdag csoportot alkotnak, melyhez az ún. HFSE elemek (High Field Strength Elements) magas koncentrációi járulnak (lásd később). Ez nem magyarázható meg semmilyen parciális olvadási vagy frakcionált kristályosodási modellel. Az SiO₂ (40,3–50,8 s%) az S.I. értékével párhuzamosan csökken, az Al₂O₃ azonban nem korrelál az S.I. vagy a *ne* nagyságával a burgenlandi lávák kivételével, melyek ismét csak egy nagyon alacsony Al-tartalmú szeparált csoportot alkotnak, melyben az S.I. értékének csökkenésével az Al enyhén csökken (3. E. ábra). Ha ehhez hozzávesszük, hogy a burgenlandi kőzetek alacsonyabb összalkália tartalmuk alapján is elkülönülnek (2. ábra), teljesen világossá válik, hogy ez a vulkáni alprovincia, kémiai jellegek alapján az összes többitől elválik, beleértve a földrajzilag szomszédos kislalföldi lávákat is. Néhány Selmechánya környéki bazalt kiugróan magas Zr és P koncentrációi is egy Zr-gazdag akcesszorikus fázis, valamint apatit jelenlétével magyarázhatók a köpeny-forrásban (DOBOSI et al. 1995). Az ósszvas-tartalom Fe₂O₃-ként kifejezve 8,9–13,6 s%) nem változik szabályosan az S.I. értékével, míg a CaO (7,7–13,6 s%) enyhén növekszik a telítetlenség mértékének növekedésével (3. F. ábra).

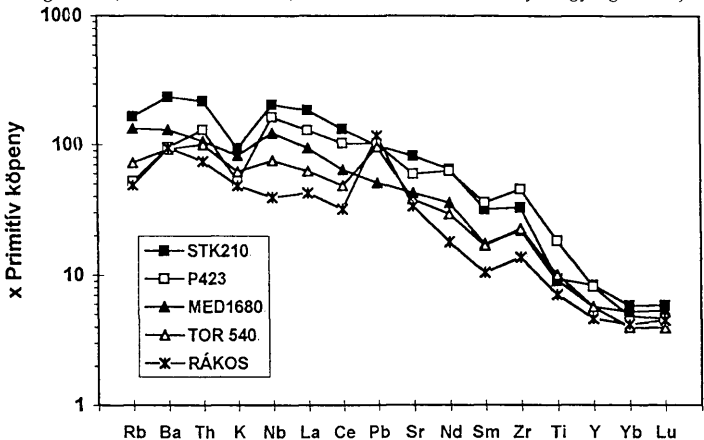


3. ábra. A KPT bazaltok főelem – telítettségi index (FITTON et al. 1991) variációs diagramjai. Telt háromszög: burgenlandi, üres négyzög: az összes többi bazalt. Az adatok EMBEY-ISZTIN et al. (1993a, b) munkájából származnak

Fig. 3. Major oxides vs. S.I.– Saturation Index (FITTON et al. 1991) variation diagrams for CPR basalts. Full triangle: Burgenland, open square: all other basalts. Data are taken from EMBEY-ISZTIN et al. (1993a, b)

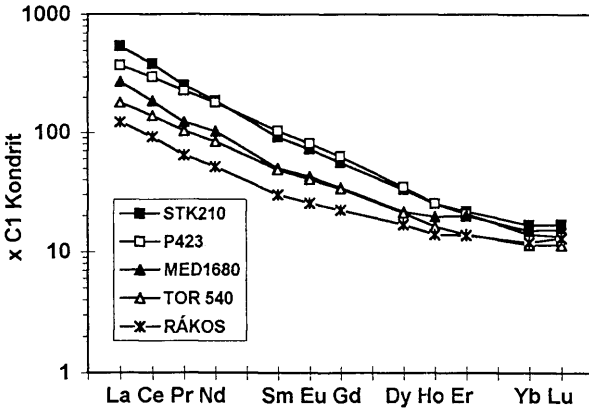
Nyomelemek

A primitív köpenyösszetételre normált nyomelem görbék azt mutatják, hogy az inkompatibilis elem-gyakoriságok növekednek az S.I. csökkenésével, illetve a normatív *ne* növekedésével. Így a maximális inkompatibilis elemdúsulást a Grazi-medence nefelinitjében észleltük (4. és 10. ábra). A normált nyomelem-görbék a Nb-nál egy többé-kevésbé kifejezett maximumot mutatnak a rákosi (=Racos) bazaltot leszámítva, amely gyenge minimumot mutat (EMBEY-ISZTIN et al. 1993a). A Persányi-hegység többi bazaltlávája (Olt hévíz = Hoghiz, Oltbogat = Bogata, Alsókomána = Comana, Mátéfalva = Mateias, Olt hidegkút = Fantana) csak részben osztja ezt a jellegzetességet, mivel Nb-tartalmuk valamivel magasabb (VASELLI et al. 1995). Ezzel szemben a Persányi-hegység bazaltjai



4. ábra. Néhány kiválasztott KPT bazalt köpenyre-normált inkompatibilis elem diagramja. A primitív köpeny normalizáló konstansok SUN & McDONOUGH (1989), az adatok EMBEY-ISZTIN et al. (1993a) munkájából származnak. Rövidítések: STK: Stradnerkogel, Grazi-medence; TOR: Tormarét, Kabhegy, Balatonfelvidék; Rákos: Alsórákos, Persányi-hegység.; P: Pálhegy, Burgenland; MED: Medves, Nógrád. Az adatbázisból kiválasztott minták különböző fokú telítetlenséget képviselnek: a megfelelő normatív nefelin tartalom (súly-százalékban): STK210 - 30,0; P423 - 11,8; MED1680 - 16,8; TOR540 - 0 (hy-normatív); RÁKOS - 6,3. Figyeljük meg a Pálhegyi bazalt magas HFSE-tartalmát és a Rákosi bazalt alacsony inkompatibilis elem koncentrációit

Fig. 4. Selected mantle-normalized incompatible element diagram for CPR alkali basalts. Primitive mantle normalising constants are from SUN & McDONOUGH (1989). Abbreviations: STK: Stradnerkogel, Graz basin; TOR: Tormarét, Kabhegy, Balaton region; Rákos: Persányi Mts.; P: Pauliberg, Burgenland; MED: Medves, Nógrád. Data are taken from Embey-Isztin et al., (1993a). Selected samples represent different degrees of undersaturation: corresponding normative nepheline contents (in wt.%): STK210 - 30.0; P423 - 11.8; MED1680 - 16.8; TOR540 - 0 (hy-normative) and RÁKOS - 6.3. Note the high HFSE content of Pálhegy basalt (Burgenland), and the low incompatible trace element content of Rákos basalt (Persányi Mts.)



5. ábra. Néhány kiválasztott KPT bazalt kondritra-normált ritkaföldfém (REE) diagramja. A kiválasztás elvei azonosak a 4. ábráéval. Adat forrás: EMBEY-ISZTIN et al. (1993a), C1-kondrit normalizáló konstansok SUN & McDONOUGH (1989) nyomán

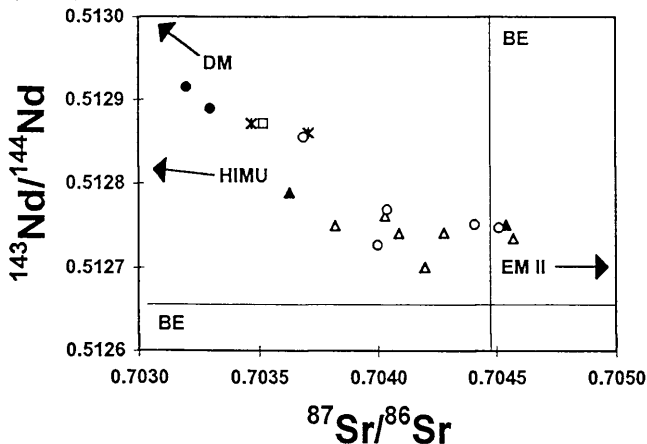
Fig. 5. Selected chondrite-normalized characteristic REE patterns for CPR basalts. C1 chondrite normalising values are taken from SUN & McDONOUGH (1989). Data source: EMBEY-ISZTIN et al. (1993a)

egységesen erős pozitív Pb anomáliát jeleznek szemben a KPT legtöbb bazaltjával, melyek inkább minimumot vagy csekély maximumot mutatnak. Az óceán sziget bazaltok (OIB) átlagos összetételével összehasonlítva, a persányi lávák erősen kiemelkedő Ba, Rb, K és főleg Pb koncentrációkat jeleznek, míg a többi elem, különösképpen a Nb csökkenő tendenciát mutat (EMBEY-ISZTIN et al. 1993a; VASELLI et al. 1995). Az óceáni sziget bazaltok minden valószínűség szerint a konvektív asztenoszférából származnak és a kontinentális bazaltokkal szemben ott eleve kizárható a kontinentális litoszférával való kölcsönhatás. Miután a kontinentális bazaltok izotóppozsztétele gyakorta hasonlít az óceáni bazaltokéra, a fenti összehasonlítás jogos és hasznos is, mivel az eltérések éppen a kontinentális litoszféra szerepére mutathatnak rá a bazalt genezisben. A persányi bazaltoknál előbb részletezett tendenciák gyengébb mértékben ugyan, de a Balatonfelvidéken is jelentkeznek, a nógrádi, burgenlandi és a Graz környéki, valamint a két bánáti (Lukácskő = Lucaret, Sziklás = Sanovita) bazaltban hiányoznak (EMBEY-ISZTIN 1993a, 1993b; EMBEY-ISZTIN & DOBOSI 1995; EMBEY-ISZTIN & KURAT 1996; DOBOSI et al. 1995).

A köpeny átlagértékekre normált ritkaföldfém görbék fontos tulajdonsága a La/Yb hányados növekedése a Si-telítetlenség mértékével. A köpenyre normált La gyakoriság $(La)_N$ 30-tól 200-ig változik (5. ábra), ezzel szemben az $(Yb)_N$ majdhogynem konstans (4–7) (EMBEY-ISZTIN et al. 1993a; EMBEY-ISZTIN & DOBOSI 1995). Ezek az értékek nem korrelálnak az mg-értékkel.

Izotópösszetétel

A KPT fiatal alkáli bazaltjai közepes határok között szóródó Sr, Nd és Pb izotópösszetételt mutatnak (SALTERS et al. 1988; EMBEY-ISZTIN et al. 1993a; EMBEY-ISZTIN & DOBOSI 1995; VASELLI et al. 1995; DOBOSI et al. 1995, és 6, 7. ábrák). HARANGI et al. (1995a) kisalföldi bazaltokra kapott Sr és Nd izotóparányai a fenti képbe teljesen beleillenek. A mért O izotóparányok köpenyviszonyokra jellemzőek, egy részük azonban enyhén magasabb értékek felé tolódik, mely metasztatikusan dúsult köpenyre utal (EMBEY-ISZTIN et al. 1993a). DOBOSI et al. (1998) olivin fenokristályokon végzett új mérései szerint a $\delta^{18}\text{O}$ rendre kissé alacsonyabbnak adódott, mint a teljes kőzetmintákon meghatározott értékek, így valószínű, hogy a reális értékek a publikált adatoknál szintén enyhén alacsonyabbak. A KPT alkáli bazaltjainak Sr és Nd izotópösszetétele egyértelmű dúsulást mutat a MORB-hoz (óceán középi hátság bazalt) képest és az OIB (óceáni sziget bazalt) mezőbe esik (6. ábra). Néhányuk azonban különleges Pb izotópösszetételt jelez azáltal, hogy a $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ szokatlanul magas egy adott $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ arányhoz képest, minek következtében a HART (1984) által definiált NHRL-vonal (északi félteke referencia vonal) felett helyezkednek el (7. ábra).



6. ábra. KPT bazaltjainak Sr és Nd izotóp variációs diagramja. Adatforrás: EMBEY-ISZTIN (1993a); SALTERS et al. (1988); DOWNES et al. (1995). BE (Bulk Earth): a hipotetikus, differenciálatlan Föld izotóp hányadosa; DM, HIMU és EM köpeny komponensek ZINDLER & HART (1986) nyomán, további magyarázat a szövegben. A jelek azonosak a 2. ábráéval, kivéve a csillagot, mely a Bánáti bazaltokat ábrázolja

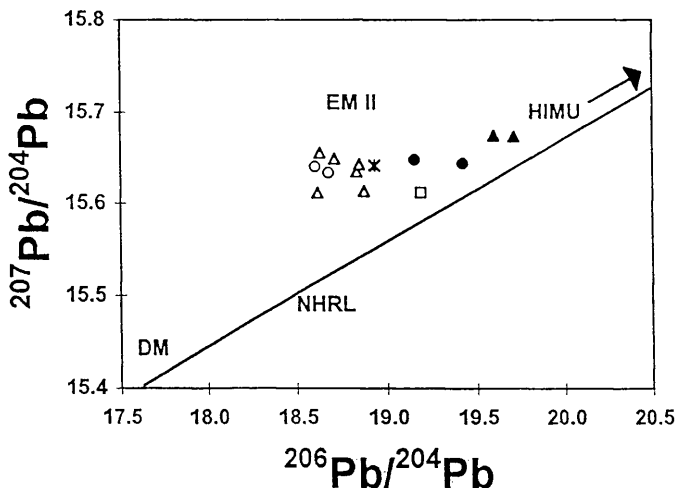
Fig. 6. Sr and Nd isotope variation for CPR alkali basalts. Data sources: EMBEY-ISZTIN et al. (1993a); SALTERS et al. (1988); DOWNES et al. (1995). BE - Bulk Earth. DM, HIMU and EM mantle components are taken from ZINDLER & HART (1986). Symbols are as in Fig. 2, star: Bánát

Ha a KPT összes vulkáni alprovinciáját tekintjük, akkor az izotóparányok az előbb tárgyalt nyomelem hányadosokhoz hasonlóan, változnak a földrajzi helyzet függvényében. A nógrádi lávák a legkisebb fokú dúsulást mutatják (legközelebb állnak a MORB-hoz), legmagasabb Nd és legalacsonyabb Sr izotóparányokkal (6. ábra), valamint a $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ arányhoz képest viszonylag alacsony $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ arányokkal (SALTERS et al. 1988; EMBEY-ISZTIN et al. 1993a). Néhány más, szintén a medencerendszer határzónájában elhelyezkedő vulkán a nógrádihoz többé-kevésbé hasonló izotópjelleget mutat (pl. Grazi-medence). A Balatonfelvidék, valamint a Persányi-hegység (Erdélyi medence keleti határa) bazaltjai egyértelműen egy dúsultabb csoportot alkotnak, melyre az alacsonyabb Nd, magasabb, a 'Teljes Föld' értéket olykor meghaladó Sr izotóphányadosok jellemzőek (6. ábra). Ezen kívül e kőzetek meglehetősen magas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ arányt mutatnak (7. ábra).

Frakcionált kristályosodás

A különböző lávakőzetek mg-értéke 54 és 69 között változik, de a Bondoró-hegy (Balatonfelvidék), valamint Rákos és néhány más persányi-hegységi bazalt mg-értéke a 70-et is meghaladja. Ezekben az esetekben azonban, a lávakőzet annyira gazdag I Típusú peridotitzárványokban és xenokristályokban, hogy lehetetlen volt ezeket teljesen kizárni az elemzett mintákból. Az mg-érték észlelt tartománya azt jelzi, hogy néhány láva primitív, de a többség enyhén frakcionált, úgy hogy még a legfejlettebb lávák is bazaltos összetételűek maradtak.

A Ni pozitív korrelációt mutat az MgO-val, ami arra utal, hogy az olivin lényeges frakcionálódó fázis lehetett (8. ábra). A Cr (36–539 ppm) és az MgO között is meglehetősen jó a korreláció, jelezvén, hogy klinopiroxén és esetleg a spinel frakcionáció is jelentős volt. A CaO/Al₂O₃ viszonylag alacsony aránya (többnyire <0,8), mely gyengén emelkedik a növekvő mg-értékkel (9. ábra), szintén klinopiroxén szeparálódására enged következtetni. A burgenlandi bazaltok kiugróan magas CaO/Al₂O₃ aránya nem differenciálatlan állapotot jelez, hanem a szokatlanul alacsony alumíniumtartalom következménye. Az Eu-anómália általános hiánya (5. ábra), valamint az Al₂O₃ és MgO közötti negatív korreláció arra mutat, hogy nem volt korai plagioklász-kristályosodás. Ezt az is bizonyítja, hogy a plagioklász fenokristályként nem jelenik meg a lávákban. Polibarikus differenciációt jelző zöld magú piroxének csak a nógrádi bazaltokban ismertek, ezért a differenciáció néhány kivételtől eltekintve alacsony nyomáson mehetett végbe. (DOBOSI 1989; DOBOSI et al. 1991). Az összalkália – szilícium közötti pozitív korreláció (2. ábra) alapján a nógrádi lávák differenciációs trendet alkotnak, melyet az inkompatibilis elemek feldúsulása a differenciáltabb lávákban is megerősít. A többi bazalt, különösen a Balatonfelvidék és Burgenland kőzetei a 2. ábrában inkább negatív mintsem pozitív korrelációt mutatnak, ami arra utal, hogy nem a differenciáció, hanem a parciális megolvadás mértéke játszhatta a főszerepet a kémiai változatosság kialakulásában. Ezzel összhangban van az, hogy ez utóbbiak kevésbé differenciált, közel primitív bazaltok,



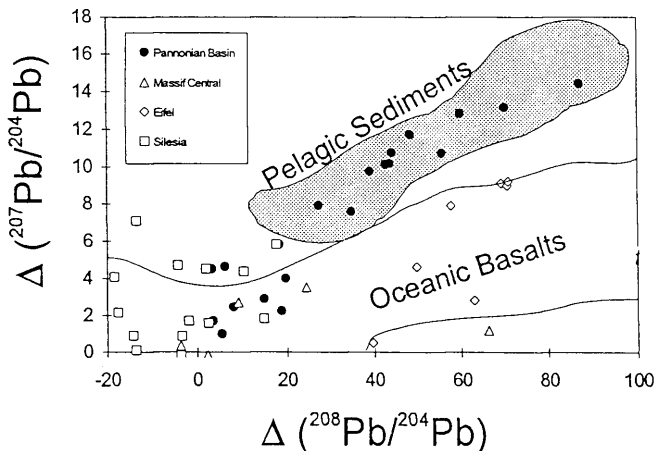
7a. ábra. A KPT bazaltjainak $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ Pb-izotóp variációs diagramja. Adat forrás és jelmagyarázat mint a 6. ábrán. Az NHRL (Északi Hemiszféra Referencia Vonal) HART (1984) munkájából

Fig. 7a. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ Pb isotope diagram for CPR basalts. Data sources and symbols as in Fig. 6. The NHRL (Northern Hemisphere Reference Line) is from Hart (1984)

míg a nógrádiak esetén a differenciáció folyamata lényegesen tovább ment. Lehetséges, hogy ez a különbség a területek tektonizáltságával van összefüggésben, miszerint az erősen töredezett Balatonfelvidéken a képződött olvadékok könnyebben felszínre törhettek, ezért kevés esély volt a differenciációra, míg a konszolidáltabb északi peremvidéken az olvadék feltörése csak vontatottabban mehetett végbe és ezzel a nagy mélységben fekvő magmakamrában volt idő a differenciációra (DOBOSI et al. 1995). Mindenesetre a nógrádi bazaltokra szorítkozó zöld piroxén magok ezzel az elképzeléssel összhangban vannak.

A parciális olvadás foka és a magmaszegregáció mélysége

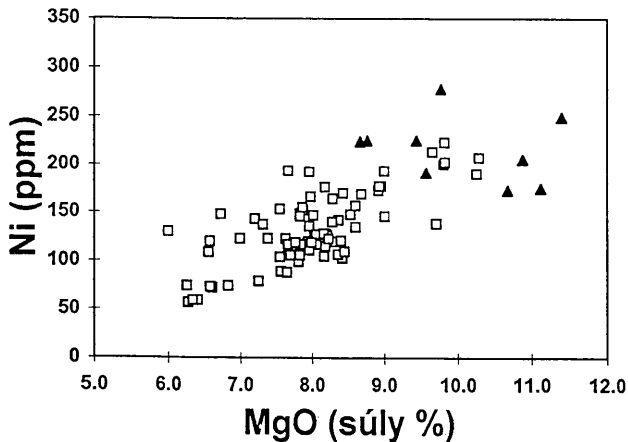
Nyilvánvaló, hogy az S.I. értékek igen széles skálája (+5-től –60-ig) nem magyarázható egyedül a frakcionált kristályosodással, mivel az MgO és S.I. között nincs értékelhető korreláció. Ez a változatosság tehát szükségképpen a parciális olvadás körülményeinek különbségeit tükrözi. A bazaltok kémiai összetétele főleg a különböző köpenyforrások változó mélységben, illetve változó nyomáson történt parciális olvadásának az eredménye.



7b. ábra. Az Európai fiatal alkáli bazaltok összehasonlító $\Delta(207/204) - \Delta(208/204)$ Pb diagramja. A Δ -értékek számítása HART (1988) szerint történt. Telt körök: Pannon Medence (EMBEY-ISZTIN et al. 1993a; DOBOSI et al. 1995; SALTERS et al. 1988; DOWNES et al. 1995); háromszög: Massif Central és csúcson álló négyzet: Eifel hegység (WILSON & DOWNES 1991); négyzet Szilézia (D Lengyelország) BLUSZTAJN & HART (1989) adatai alapján. Jól megfigyelhető, hogy a stabil Európa bazaltjai az 'Óceáni Bazalt' mezőbe, a Pannon Térség bazaltjai részben ide, részben pedig a 'Pelagikus Üledékek' mezőjébe esnek

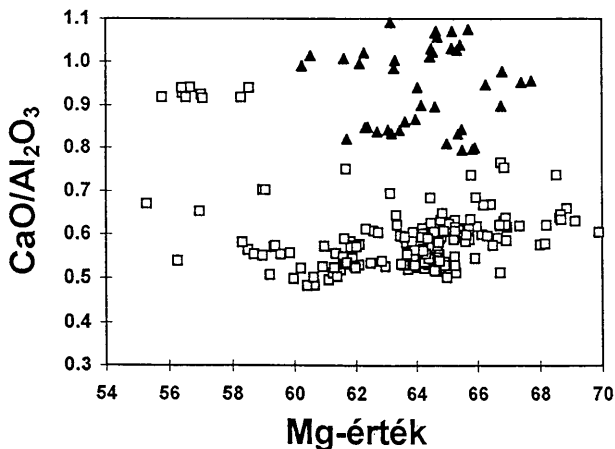
Fig. 7b. $\Delta(207/204) - \Delta(208/204)$ Pb isotope diagram for European young alkali basalts. Δ -value is after HART (1988). Full circle: Pannonian Basin (EMBEY-ISZTIN et al. 1993a; DOBOSI et al. 1995; SALTERS et al. 1988; DOWNES et al. 1995), Triangle: Massif Central, diamond: Eifel (WILSON & DOWNES 1991), square: Silesia (Blusztajn, J., HART 1989). Note that only a part of the Pannonian basalts plot in the field of 'Pelagic Sediments'

Peridotit forrásközetek parciális olvadékai emelkedő nyomás, illetve nagyobb mélység, valamint növekvő CO₂ parciális nyomás esetén telítetlenebbé válnak (EGGLER 1974; THOMPSON 1987; MCKENZIE & BICKLE 1988), ezzel szemben az emelkedő hőmérséklet és H₂O koncentráció növeli a primer olvadék szilícium tartalmát (KUSHIRO 1972; FALON & GREEN 1988). A KPT bazaltjainak S.I. értékei az inkompatibilis elemek gyakoriságával korrelálnak (10. ábra), és ez azt mutatja, hogy a primer olvadékok köpenyforrások változó mértékű megolvadása következtében jöttek létre. A Grazi-medence nefelinitjeinek van a legnagyobb ne tartalma (30% ig), valamint a legmagasabb LREE (könnyű ritka földfém) és inkompatibilis elem koncentrációja. A HREE (nehéz ritka földfém) elemekhez viszonyított LREE dúsulás szintén itt a legjelentősebb [(La/Yb)_N (kondritra normált La/Yb)=29]. Ennél fogva, kis mértékű parciális olvadással (valószínűleg <5%) és nagyobb mélységben keletkezettek mint a bazanitok, alkáli bazaltok és főleg az olivin tholeiittek. A (La/Yb)_N az S.I. növekedésével párhuzamosan



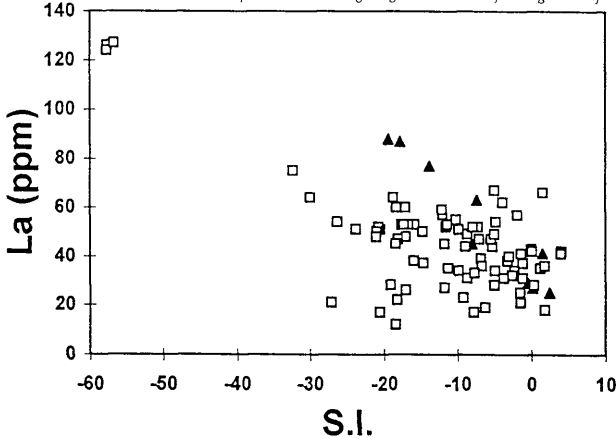
8. ábra. KPT fiatal bazaltjainak Ni-MgO diagramja. Adatforrás és jelmagyarázat mint a 3. ábránál

Fig. 8. Ni-MgO diagram for CPR alkali basalts. Data sources and symbols as in Fig. 3



9. ábra. KPT fiatal bazaltjainak CaO/ Al₂O₃ - mg-érték diagramja. Adatforrás és jelmagyarázat mint a 3. ábránál

Fig. 9. CaO/ Al₂O₃ vs. mg-value diagram for CPR basalts. Data sources and symbols as in Fig. 3



10. ábra. KPT Neogén alkáli bazaltjainak La - S.I. variációs diagramja. Adatforrás és jelmagyarázat mint a 3. ábránál

Fig. 10. La-S.I. variation for CPR alkali basalts. Data sources and symbols as in Fig. 3

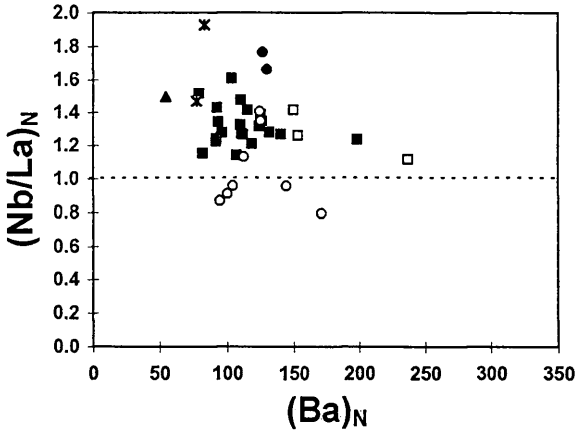
fokozatosan csökken, minimum értéke 12 a legkevésbé telítetlen lávákban (5. ábra). Ez utóbbi kőzetek szükségszerűen magasabb fokú parciális olvadás termékei (valószínűleg 3–10%) mely a köpeny sekélyebb szintjén jöhetett létre. Míg a kondritra normált La értékek $(La)_N$ széles skálán mozognak (88–380), addig az $(Yb)_N$ csak korlátozott mértékben változik (7–13) jelezvén azt, hogy az Yb puffertolt lehet. Ez összhangban van olyan források változó mértékű parciális olvadásával, ahol a gránát reziduális fázis (pl. gránát lherzolit). A magmaszegregáció mélységére nézve további megszorításokat tehetünk a litoszféra-eredetű köpenyxenolitok jelenléte alapján. Ezek zömmel spinel lherzolitok és harzburgitok mind a Pannon- mind pedig az Erdélyi-medence térségében (EMBEY-ISZTIN et al. 1989; VASELLI et al. 1995). A nagyon ritka gránát piroxenitok egyensúlyi viszonyai szintén a spinel peridotit stabilitási mezőre utalnak a P, T meghatározások alapján (EMBEY-ISZTIN et al. 1990). A geofizikai bizonyítékok kivékonnyodott kéregre és litoszférára utalnak, legalábbis a Pannon terület centrális részén, ahol a litoszféra-asztenoszféra határa <70 km (pl. ROYDEN & HORVÁTH 1988). LILLIE et al. (1994) szerint a litoszférát kiszorító feltüremkedő forró köpeny-asztenoszféra mintegy 60 km vastag lehet. Mindezeket figyelembe véve úgy véljük, hogy a KPT legtöbb alkáli bazalt lávájának forrása talán a gránát-spinell átmeneti zónába helyezhető, mely zóna minimális nyomása 20 kb (mintegy 70 km-es mélység), hőmérséklete kb. 1100 °C lehet.

A peridotit forrásközetek összetétele és a lehetséges köpenyforrások

Az olvadás mélysége és a frakcionált kristályosodás mellett a köpenyforrások heterogenitása szintén felelős a KPT bazaltjaiban tapasztalt nyomelem- és radiogén izotóp-összetételbeli változatosságért. Az összes többi alprovincia bazaltjaival szemben a burgenlandi lávák pl. határozottan nagyobb gyakoriságot mutatnak az ún. HFSE elemekből (Ti, Zr, Hf, Nb és Ta), mely nem magyarázható meg parciális olvadással és frakcionált kristályosodással, ezért ennek eredete a forrásközetek összetételében keresendő. A legtöbb bazalt eredeti, alacsony $\delta^{18}\text{O}$ értéket mutat (EMBEY-ISZTIN et al. 1993a, DOBOSI et al. 1998) és csak mérsékelten differenciált, így tehát a közel azonos szilárd-olvadék megoszlási koefficienssel rendelkező nyomelemek szükségképpen a köpenyforrás viszonyait tükrözik. Kéregkontamináció viszont nem okozhatta a nyomelem- és izotóp-összetétel változásait, mivel az MgO nem korrelál az izotóparányokkal és nyomelemgyakoriságokkal. Ezen túlmenően az ultramafikus xenolitok, valamint a nagy nyomáson keletkezett megakristályok jelenléte több bazaltban arra utal, hogy a magma igen gyorsan jött fel a kérgen keresztül (EMBEY-ISZTIN et al. 1993a).

A fő kérdés azonban az, hogy hány külön köpenyrezervoár játszott szerepet, ezeknek hol van a helye a köpenyen belül, mekkora volt ezek hozzájárulása a keletkezett magmákhoz és végül, hogy milyen geodinamikai következtetést vonhatunk le ezekből az információból. Általánosságban a KPT alkáli lávái Nb-nál maximumot mutatnak a sokkomponenses ("pókháló") diagramon (4. ábra) és a primitív köpenyösszetételre normált Nb/La hányadosuk magas ($>1,1$) (11. ábra). Azonban van néhány kivétel, pl. a központi területek (Balatonfelvidék, Kisalföld) és különösképpen a Persányi-hegység kőzetei valamivel alacsonyabb $(\text{Nb/La})_N$ arányt mutatnak, mely a 4. ábrán egy gyenge negatív Nb-anomáliát okoz. Ezzel szemben a nógrádi és a burgenlandi bazaltok az átlagnál magasabb $(\text{Nb/La})_N$ arányt mutatnak (1,8 -ig terjedően). E helyekről, valamint a Grazi-medencéből ismert lávák magas primitív köpenyre normált Ce/Pb (2,1-3,6) aránnyal tűnnek ki, míg ez az érték a központi területek és a Persányi-hegység bazaltjaiban határozottan kisebb (0,2-1,5) (12. ábra). Az óceáni sziget bazaltokra (OIB), melyek a konvektív asztenoszférából származtathatók, magas $(\text{Nb/La})_N$ (>1) és magas La/Ba arányok jellemzőek (FITTON et al. 1991; BRADSHAW et al. 1993). Így, a KPT bazaltok meglehetősen magas Nb/La aránya e kőzetek OIB affinitását erősíti meg.

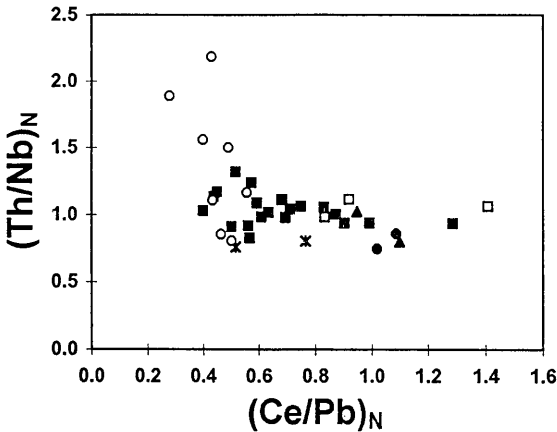
Hasznosnak mutatkozik bazaltjaink $(\text{Nb/La})_N$ arányának összehasonlítása a déli Basin and Range Province (DNY-USA) harmadidőszaki bazaltjainak megfelelő értékeivel, melyeket BRADSHAW et al. (1993) tettek közzé. E terület és a KPT néhány fontos geológiai jellegzetessége ugyanis meglehetősen hasonló, így pl. a szubdukció és ehhez kapcsolódó mézs-alkáli vulkanizmus, melyet kéregtágulás és alkáli bazalt erupciók követnek. A KPT bazaltok meglehetősen hasonlóságot árulnak el a Basin and Range magas $(\text{Nb/La})_N$ arányú post-extenziós bazaltjaival (Group 1), míg a sokkal nagyobb térfogatú pre/syn/post-extenziós (Group 2) bazaltoknak határozottan alacsonyabb $(\text{Nb/La})_N$ hánya-



11. ábra. A KPT bazaltjainak primitív köpenyre normalizált $(\text{Nb}/\text{La})_N - (\text{Ba})_N$ diagramja. Jelmagyarázat: telt négyzet – központi területek (Balatonfelvidék és Kislalföld); üres négyzet – Grazi-medence; telt háromszög – Burgenland; telt kör – Nógrád; üres kör – Persányi-hegység, csillag – Bánát. Adatforrás: EMBEY-ISZTIN (1993a); DOWNES et al. (1995)

Fig. 11. Primitive mantle-normalized $(\text{Nb}/\text{La})_N - (\text{Ba})_N$ diagram for CPR basalts. Central Area (solid squares) includes Balaton and LHP basalts. Open square: Graz Basin, full triangle: Burgenland, full circle: Nógrád, open circle: Persányi Mts., star: Bánát. Data are taken from EMBEY-ISZTIN (1993a); DOWNES et al. (1995)

dosa van (0,2–0,8), mint a KPT bármelyik lágájának. Ezek a kőzetek már erős Ta–Nb minimumot mutatnak a pókháló diagramon. Ez utóbbi csoport képződését a szerzők dúsult köpeny litoszféra parciális megolvadására vezetik vissza, melyet a litoszféra tágulása váltott ki. A Persányi-hegység és a Balatonfelvidék néhány bazaltja átmeneti jellegeket mutat a Group 2 bazaltok felé. E mellett más nyomelem-diagramok, mint pl. a Th/Nb–Ce/Pb (12. ábra) vagy a K/Nb–Rb/Nb azt erősítik meg, hogy keveredés történhetett egy elszegényedett OIB forrás és egy dúsult komponens között. Ez utóbbi, magas Rb/Nb, Th/Nb, K/Nb és alacsony Ce/Pb arányainál fogva valószínűleg a szubkontinentális litoszférában helyezkedett el. Mint ismeretes, a szubkontinentális litoszféra az elem-dúsulások raktározó helye, melyet az asztenoszférából felszálló fluidumok és olvadékok, valamint a betolódott, dehidratálódó lemezből kiszabaduló illók hoznak létre (HAWKESWORTH et al. 1984; SAUNDERS et al. 1980; PEARCE 1982). Bizonyos jellegek, különösképpen az ólom enyhe dúsulása a Ce -hoz képest (PEARCE 1982) és Nb enyhe negatív anomáliája (SAUNDERS et al. 1980) azt valószínűsítik, hogy esetünkben a dúsult komponens inkább szubdukciós folyamathoz, mintsem hogy asztenoszféra-eredetű fluidumok vagy olvadékok által módosított litoszféra szegmenshez köthető.



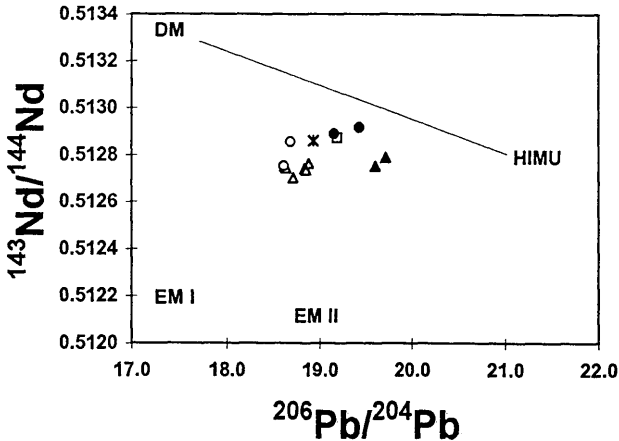
12. ábra. A KPT bazaltjainak primitív köpenyre normalizált $(Th/Nb)_N - (Ce/Pb)_N$ diagramja. Jelmagyarázat és adatforrás mint a 11. ábránál

Fig. 12. Primitive mantle-normalized $(Th/Nb)_N - (Ce/Pb)_N$ diagram for CPR basalts. Central Area includes Balaton and LHP basalts. Symbols and data sources like in Fig. 11

A Rb-, Ba-, K-, Sr-dúsulás és Nb-elszegényedés ténye már korábban érvként szolgált arra nézve, hogy a DNy-USA bázisos magmáinak létrejöttében szubdukcióhoz kötődő dúsult litoszféra-komponens játszott szerepet (FITTON et al. 1988, 1991). Az alacsony $(Nb/La)_N$ aránnyal jellemzett Group 2 lávák a déli Basin and Range területén feltehetőleg a nem-konvektív köpeny-litoszférából erednek, mely képes a geokémiai heterogenitás (nyomelem-dúsulás) fenntartására akár milliárd éves nagyságrendben is (BRADSHAW et al. 1993).

Összegezve, azok a nyomelem arányok, melyeket az alacsony nyomású kristályfrakcionáció és a parciális olvadás foka alig befolyásol és ezért a köpenyforrás viszonyait tükrözik, határozottan arra utalnak, hogy a KPT fiatal alkáli bázisos magmáiban egy olyan komponens játszik uralkodó szerepet amely a litoszféra alatti szubkontinentális asztenoszférából származik. A 11, 12. és 13. ábra azonban azt is megmutatja, hogy ez az asztenoszféra-komponens egy dúsult komponenssel keveredett, mely a szubkontinentális litoszférában lehet otthonos és amelynek eredetét szubdukciós folyamattal magyarázzuk.

Amint láttuk, összefüggés mutatkozik bizonyos nyomelemek és az izotóp-arányok között. Azok a lávák, amelyek összetételében a dúsult litoszféra-komponens jelentős (alacsonyabb Nb/La , Nb/Th , Nb/K és Ce/Pb) egyszersmind dúsultabb izotópösszetételeket is mutatnak (magasabb $^{87}Sr/^{86}Sr$, alacsonyabb $^{143}Nd/^{144}Nd$ és a $^{206}Pb/^{204}Pb$ arányhoz viszonyítva magasabb $^{207}Pb/^{204}Pb$). Teljes kőzeteken mért oxigénizotóp-arányok szintén enyhén magasabbak a dű-



13. ábra. A KPT bazaltjainak Nd és Pb izotóp variációs diagramja. Jelmagyarázat és adatforrás mint a 6. ábránál

Fig. 13. Nd and Pb isotope variation for CPR alkali basalts. Data sources as in Fig. 6

sult bazaltokban a magas Nb/La és Ce/Pb hányadosokkal jellemzett bazaltokkal szemben (EMBEY-ISZTIN et al. 1993a). A kőzetekből szeparált fenokristályokon laser fluorozás módszerével végzett újabb vizsgálatok alapján azonban a $\delta^{18}\text{O}$ értékekben nem tapasztalható lényeges változás a különböző bazaltokban és az értékek egyöntetűen alacsonyok (5,0–5,2‰; DOBOSI et al. 1998). Az izotópos bizonyítékok együttesen megerősítik azt a következtetésünket, hogy a dúszult litoszféra-komponens eredete egy korábbi szubdukciós folyamat során felszabadult fluidfázissal lehet szoros kapcsolatban. Különösen a magas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ utal erre (7 b. ábra), mivel a magas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ a pelagikus üledékek jellemző vonása (pl. COUSENS et al. 1994). A Sr–Nd izotóp diagram az N-típusú (normál) MORB és a dúszult köpeny (EM) szélső tagok közötti keveredési trendre utal, ahol az utóbbi inkább a Zindler és Hart (1986) féle osztályozás EM II csoportjának felel meg, mintsem az EM I -nek. Úgy tűnik, hogy az EM II jelleget szubdukciós környezetben kéregeredetű vizes ágensek okozzák és ebben a kontinensről származó óceáni üledékek is némi szerepet játszanak, ezzel szemben az EM I jelleget asztenoszfériból származó CO_2 -gazdag fluidumok vándorlásával hozzák kapcsolatba (COHEN & O'NIONS 1982; MENZIES 1983; CARLSON 1984; HOFMANN 1997). A keveredés a DM (elszegényedett köpeny, MORB) és EM II, valamint egy harmadik komponens között, melynek neve HIMU (lásd később) jól megfigyelhető a $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagramokban (7. és 13. ábra). Azonban más diagramokban nem dönthető el egyértelműen az, hogy a keveredési trend EM II avagy az EM I felé irányul-e.

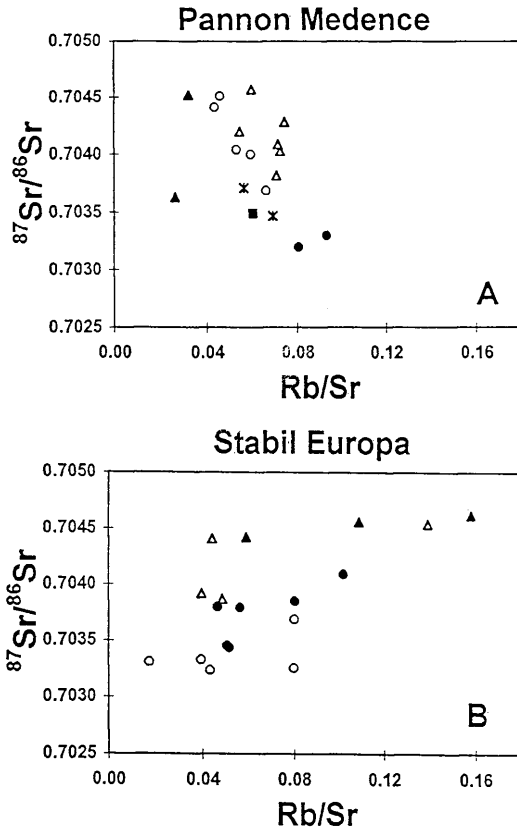
Elvben a litoszféra szélső-tag izotóp és nyomelem viszonyaira kiváló adatokat nyerhetünk a magmák által felszínre hozott peridotit xenolitokból. Mindazonáltal nem felelhetjük el, hogy a peridotit xenolitok nem közvetlenül a bazalt forrásaik környezetéből származnak. Mégis nagy a valószínűsége annak, hogy a peridotit xenolitokat és a köpeny-litoszférabeli forrásokot érintő dúsulási folyamatok nagyjából hasonlóak. A KPT területén vannak bizonyítékok LREE-dúsult peridotit xenolitokra (EMBEY-ISZTIN et al. 1989; DOWNES et al. 1992; SZABÓ & TAYLOR 1994; VASELLI et al. 1995). A Balatonfelvidék peridotit xenolitjaiban a Sr-izotóphányados növekedését is megfigyeltük, mégpedig a Nd-izotóp arány változása nélkül. Ez egy, a köpenyben jelenlévő szubdukciós komponens hatásával értelmezhető (DOWNES et al. 1992), amely magyarázat összhangban van a balatonfelvidéki lávák geokémiai jellegeivel. Az újabb izotópadatok, melyek emelkedett $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ arányokat mutatnak a Balatonfelvidék peridotit xenolitjaiban, ezt a nézetet még inkább megerősítik (ROSENBAUM et al. 1997). Ezzel szemben, a Persányi-hegység peridotit xenolitjai elszegényedett köpenyt jeleznek (nem-radiogén Pb és Sr és radiogén Nd izotóppozsetétel), mely egyértelműen ellentmondásban van e környék bazalt láváinak nyomelem-és izotóppozsetételével (VASELLI et al. 1995).

Következtetésünk az volt, hogy a KPT bazaltjait alkotó uralkodó komponens az asztenoszfériból származik. Ez az asztenoszféra-komponens nehezebben definiálható, de úgy tűnik, hogy ez önmagában is egy keverék, mégpedig a DM (MORB) és a HIMU köpenybeli szélső komponensek között. (7, 13. ábra). A HIMU (=high μ , azaz magas $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ arányú komponens) eredete vitatott és a feltételezések széles skálán mozognak (Pb kivonódás a köpenyből a Föld mag javára; köpenyen belüli metasomatózis és idős óceáni kéreg visszajutása a köpenybe, amelyek közül az utolsó tűnik a legvalószínűbbnek, lásd HART 1988; HOFMANN 1997 és annak irodalom jegyzékét). Mindenesetre, e komponens jelenléte világosan látható a magas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ arányból (mely 19,7-ig terjed) és abból a tényből, hogy a legkevésbé dúsult asztenoszféra típusú bazaltok a DM és a HIMU közötti keveredési vonalon helyezkednek el (13. ábra).

A nyugat- és közép-európai harmadidőszaki bazaltok a Massif Central, nyugat- és kelet-Eifel, valamint DNy-Lengyelország (Szilézia) területén hasonló keveredési trendet mutatnak a DM, HIMU és az EM szélső tagok között (WILSON & DOWNES 1991; BLUSZTAJN & HART 1989). Még ennél is figyelemre méltóbb, hogy HOERNLE et al. (1995) kimutatták, hogy a kelet-atlanti, nyugat-mediterrán és a közép-európai (melyben már a mi KPT adataink is benne vannak) vulkáni provinciák Pb, Sr és Nd izotópadatai egy szűkebb összetételi tartományra konvergálnak, mely összetétel a felnyomuló asztenoszféra felel meg. Az asztenoszféra szélső-tag ilyen feltűnő hasonlatossága a jelzett hatalmas területen, mely ÉÉK irányban kb. 2500 km széles és KDK irányban 4000 km-re nyúlik el, egy közös szublitoszféra köpeny-forrásra enged következtetni, melyet szeizmikus tomográfiai adatok forró, felnyomuló, ferde helyzetű réteggént írnak le. Ez a réteg S-hullámok kis sebességű anomáliájával jellemezhető (LVA) és ezért a szerzők a feltehetőleg innen származó köpeny-komponens kis sebességű komponensnek (LVC) nevezik. Az LVC mellett, minden földrajzi egységben meg-

található egy alacsonyabb $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ arányú komponens is. Ez utóbbi azonban az egységek között nagy változatosságot mutat mind Sr, Nd mind pedig $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ arány tekintetében. E komponens a litoszférában, esetleg az asztenoszféra tetején található és az említett földrajzi egységek alatti litoszféra fejlődésének, történetének eltérő vonásait tükrözi (HOERNLE et al. 1995). Ennek megfelelően úgy véljük, hogy KPT lávái és az egyéb közép-európai harmadidőszaki alkáli bazaltok között a fő különbség a litoszféra szélső-tagban jelentkezik, valamint az elemdúsulási folyamat mértékében és milyenségében mutatkozik meg. A tektonikailag stabil Európában a litoszféra-komponens valószínűleg nagyobb szerepet játszik, de mindenesetre az inkompatibilis elemekben való gazdagodás sokkal erősebb, mely K-dús kőzetekhez is vezet. A sokkomponenses pókháló diagram itt a Rb-től a Ce-ig lapos formát mutat, mely egy K-dús fázis (pl. flogopit) teljes megolvadását valószínűsíti a köpeny-forrásban (WILSON & DOWNES 1991). Ezzel szemben, a K-gazdag kőzetek nálunk hiányoznak és az inkompatibilis elemekben dúsult bazaltok a primitív köpenyre normált diagramokban negatív K-anomáliát mutatnak, ami annak a jele, hogy a köpeny-forrásban egy reziduális K-gazdag fázis van jelen, mint amilyen az amfibol vagy a flogopit. Szubdukciót jelző vonásokat (alacsony Nb/La és Ce/Pb) nem figyeltek meg a nyugat- és közép-európai alkáli bazaltokban, ez a jelleg úgy látszik a KPT egyes vidékeire korlátozódik. Az újonnan felfedezett magas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ arány néhány Balatonfelvidékről származó peridotit xenolitban szintén unikum, ez a komponens más európai vulkáni provinciák peridotit zárvényaiban ismeretlen (ROSENBAUM et al. 1997). Ez a tény arra enged következtetni, hogy a balatonfelvidéki bazaltok viszonylagosan magas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ hányadosa a litoszféra köpeny-forrásból öröklődött át. Ezzel szemben, ha ez a jelleg jelen van más provinciák bazaltjaiban – mint pl. a Persányi- és Eifel-hegységek – akkor ennek eredete a litoszférán kívül, valószínűleg az asztenoszférában keresendő.

A 14. A, B. ábrák bemutatják, hogy a KPT esetében a fiatal alkáli bazaltok $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ aránya nem korrelál a Rb/Sr hányadossal, míg a korreláció kivehető a stabil Európa neogén bazaltjai esetében. Ez fontos megfigyelés és arra utal, hogy az inkompatibilis elemek dúsulása a második esetben geológiailag régi (WILSON & DOWNES 1991 szerint a hercini orogén fázishoz köthető), ezzel szemben az első esetben meglehetősen fiatal. Itt úgy tűnik, hogy a dúsulás óta eltelt idő nem volt elegendően hosszú ahhoz, hogy a Sr izotóp arány érzékelhető mértékben megváltozhasson. Mint ismeretes, a KPT utolsó szubdukciós eseménye fiatal (eocén és miocén). Úgy tehát a litoszférabeli elemdúsulás fiatal kora és az említett korreláció hiánya egyértelműen alátámasztja azt a nézetet, hogy a KPT alatti litoszféra-dúsulás a harmadidőszaki szubdukció következménye. Az Alp-Kárpáti-hegységrendszer mögött, a stabil európai-táblán nem volt szubdukció ebben az időszakban és így, az a tény, hogy a bazaltokban fiatal elemdúsulásra nincs bizonyíték, könnyen érthető.



14. ábra. Sr izotóp - Rb/Sr diagram A/ KPT, B/ Ny- és Közép-európai bazaltok esetére. A/ Jelmagyarázat és adatforrás mint a 6. ábránál. B/ üres kör: Szilézia (BLUSZTAJN & HART (1989), telt kör: Massif Central, üres háromszög: Ny-Eifel, telt háromszög: K-Eifel WILSON & DOWNES (1991) adatai alapján

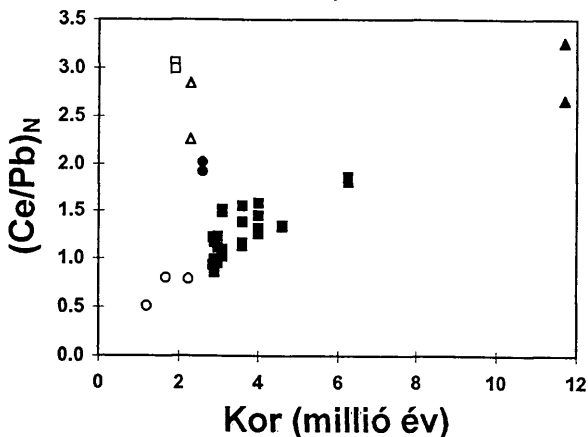
Fig. 14. Sr isotope vs. Rb/Sr diagrams A/ for CPR, B/ for west and central European basalts. A/ Symbols and data source as in Fig. 6, B/ open circle: Silesia (BLUSZTAJN & HART 1989), full circle: Massif Central, open triangle: W Eifel, full triangle: E Eifel (WILSON & DOWNES 1991).

Következtetések

A KPT (Kárpát–Pannon Térség) fiatal alkáli bazaltos magmáinak valószínű primer keletkezési forrása a felnyomuló asztenoszféra, melyet kapcsolatba hozhatunk a CEBRIÁ & WILSON (1995) féle 'közös Európai Asztenoszféra Rezervoárral' vagy a HOERNLE et al. (1995) féle LVC-vel. Azonban, bizonyos lávákban kimutatott, fiatal szubdukcióhoz kapcsolódó, elemdúsulás arra utal, hogy a bazaltok genezise komplex folyamat volt. A rendszeres geokémiai tanulmányok felfedték a különböző köpeny-komponensek részarányát és annak változásait az egyes területek között. Burgenlandban és a Grazi-medencében (nyugati határzóna), valamint Nógrádban (északi határzóna) a szubdukció által dúsitott litoszféra-komponensre alig van bizonyíték, e lávákban az asztenoszférából származó olvadék erősen dominál. Ezen kőzetek szoros geokémiai rokonságot mutatnak a nyugat- és közép-európai fiatal bazaltokkal. Ezzel szemben, a balatonfelvidéki és kislalföldi bazaltok gyakorta szolgáltatnak bizonyítékot egy dúsult komponens jelenlétére. Ez még inkább nyilvánvaló a Persányi-hegységben (Erdélyi-medence keleti szegélye).

Bár teljesen egyértelmű összefüggést nem sikerült megállapítani, mégis lehetségesnek tűnik, hogy a két, kémiailag és izotóp-összetételben különböző komponens részaránya az idő függvényében is változik. A 15. ábrán a Ce/Pb arányt (a dúsult litoszféra-komponens egyszerű mértéke) a bazaltok abszolút korának függvényében ábrázoltuk. Ha a Persányi-hegység láváitól eltekintünk (melyek nyilvánvalóan különállók), akkor láthatjuk, hogy a 11,5 millió évvel ezelőtti kezdődő alkáli bazalt vulkanizmus uralkodóan asztenoszféra jellegű volt és ezután a litoszféra-komponens részarányának növekedése figyelhető meg kb. 3 millió éves korig (Ce/Pb hányados minimuma). A legfiatalabb lávákban, úgy tűnik, ismét az asztenoszféra-jelleg uralkodik. A Ce/Pb és a Th/Nb közötti jó korreláció alapján (12. ábra), a Th/Nb hányados vizsgálata ugyanerre az eredményre vezet. Ez az összefüggés különösen érdekes a balatonfelvidéki és a kislalföldi bazaltok esetében (központi területek). A Bondoró-hegy láváját (a legfiatalabb a Balaton környékén) eltérő jellel ábrázoltuk a diagramban, különálló, asztenoszféra jellege miatt. Ez az egyetlen láva, mely szokatlanul nagy mennyiségű és nagyságú peridotit xenolitot tartalmaz (3–5 kg-ig), mely nagyon gyors feltöresre utal a litoszférán keresztül (EMBEY-ISZTIN 1978; EMBEY-ISZTIN et al. 1989). Világos tehát, hogy az asztenoszférából feltört magmának egyszerűen nem volt lehetősége olvadék és fluid komponensek felvételére a köpeny litoszférában.

Amint arra az előbb utaltunk, a Persányi-hegység alkáli bazaltjai speciális esetet képeznek. Bár nagyon fiatalok, mégis nagyon határozott szubdukciós elemdúsulást mutatnak. Itt azonban ellentétben a Pannon-medencével, a mészkáli vulkanizmus szintén nagyon fiatal és miután a köpenylitoszféra izotóp-összetétele elszegényedett jellegű (VASELLI et al. 1995), lehetséges, hogy a dúsult komponens még az asztenoszférában tartózkodott akkor, amikor a bazaltok képződtek.



15. ábra. Összefüggés a KPT bazaltjainak Ce/Pb hányadosa és K/Ar abszolút kora között. Jelek mint a 11. ábrában. Kor adatok BALOGH et al. (1986, 1994), a geokémiai adatok EMBEY-ISZTIN et al. (1993a); DOWNES et al. (1995) munkáiból származnak

Fig. 15. Ce/Pb ratio versus K/Ar age for CPR basalts. Symbols like in Fig. 11. Central Area includes Balaton and LHP basalts. Age data are taken from BALOGH et al. (1986, 1994), geochemical data from EMBEY-ISZTIN et al. (1993a); DOWNES et al. (1995).

Az itt tárgyalt időbeli összefüggés, valamint az asztenoszféra-komponens uralkodó volta azt valószínűsíti, hogy a KPT alkáli bazalt vulkanizmusa az asztenoszférában, önálló parciális megolvadási folyamatokkal kezdődött. Ez összhangban van MCKENZIE & BICKLE (1988) elméleti következtetésével, miszerint a kontinentális rift zónákban a magmakeletkezés helye főként a konvektív asztenoszférában kell legyen. A KPT központi része alatt a litoszféra szokatlanul vékony (60–70 km, ÁDÁM 1982; POSGAY et al. 1986; ROYDEN & HORVÁTH 1988; ÁDÁM et al. 1989; PRAUS et al. 1990; LILLIE et al. 1994), mely összhangban van egy adiabatikus típusú parciális olvadással az emelkedő asztenoszférában. Primer magmák ilyenkor létre jöhetnek az asztenoszférában vagy a litoszféra alján a nyomáscsökkenés hatására a litoszféra tágulása közben vagy azt követően.

A HIMU jelleg (magas $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ szélső köpeny komponens) inkább plume-típusú komponensre (nagy mélységből felszálló komponens) mintsem egy normál MORB-típusú asztenoszféra-komponensre utal. Tisztában vagyunk azonban azzal, hogy a bazalt lávaömlések csekély térfogata nincs összhangban olyan asztenoszférával, melynek potenciális hőmérséklete a normálisnál magasabb, amit viszont eléggé általánosan a köpeny plume ismérvének tekintenek, mivel ezt sokan a köpeny-mag határról, mások viszont a 670 km-es diszkontinuitástól eredeztetnek. Ez az ellentmondás Hoernle et al. (1995) modelljével feloldható, mivel az LVA vagy kizárólagosan felsőköpeny jelenség, vagy pedig

már geológiai léptékben is hosszú ideje lekapcsolódott mélybeli forrásától. E szerzők szerint, amennyiben az LVA csupán a felsőköpenyre szorítkozik és az alsó- és felsőköpeny közötti határrétegből táplálkozik, értelmezhetővé válik az, hogy miért nincs kiterjedt bazalt vulkanizmus Nyugat és Közép-Európában vagy, hogy miért maradt meg a kontinentális riftesedés kezdeti szakaszban (pl. a Rajna árok, mely az eocéntől létezik). Másrészt az is igaz, hogy nincs megfelelő adatunk a keletkezett magmák mélyben rekedt hányadaról. Bizonyos indikációk, pl. az alsókéreg magas hőmérséklete és egy kb. 5 km széles kéreg-köpeny átmeneti zóna a Balatonfelvidék alatt arra utal, hogy jelentős mennyiségű magma nyomulhatott a legfelső köpenybe és a kéreg legalsó részébe, telérek és teleptelérek formájában (EMBEY-ISZTIN et al. 1990). Mindenesetre a köpeny plume esetleges jelentősebb szerepe a KPT vulkanitjainak képződésében megerősítené azt az elképzelést, hogy a litoszféra tágulását maga a köpeny plume indította el (aktív riftesedés).

Nyomelem- és izotópösszetételi bizonyítékok alapján azt valószínűsíthetjük, hogy az asztenoszférából felszálló magmákat a korábbi szubdukció által dústított litoszféra változó mértékben módosította. Ez a kölcsönhatás többféle formában valósulhat meg, pl. asztenoszféra- és litoszféra-eredetű olvadékok egyszerű keveredése, vagy különböző reakciók fluid és szilárd fázisok között. Nyilvánvaló, hogy a felemelkedő magma hőt szállít a köpenylitoszférába és ott parciális olvadást okozhat olyan doménekben, melyek inkompatibilis elemekben dústultak, mivel itt a szolidusz hőmérséklet alacsonyabb a normálisnál. Mivel a központi területek alatt (Balatonfelvidék, Kisalföld) a litoszféra vékonyabb, a litoszféra felmelegítése hatékonyabb lehetett, mint Nógrád, Burgenland és a Grazi-medence alatt, ami az asztenoszféra és litoszféra-komponensek hatékonyabb keveredését segíthette elő, vagy pedig – ami talán valószínűbb – ez a kép egyszerűen a litoszférabeli eleműsülés nagyságrendi különbségeit tükrözi az említett területek alatt.

Köszönetnyilvánítás

Jelen összefoglaló munka nem készülhetett volna el az előző évek gyümölcsöző együttműködése nélkül Heinz G. SCHARBERT, Hilary DOWNES, Brian G.J. UPTON és Ronald V. FODOR professzorokkal. Dodie JAMES a nyomelem és főelem meghatározásoknál, G.A. INGRAM és R.S. HARMON az izotópanalízisek terén nyújtott hasznos segítséget. Hálával tartozunk SZABÓ Csabának és DEMÉNY Attilának a kézirat gondos lektorálásáért és hasznos észrevételeikért. A szerzők kutatásait a 2026 és 13976 számú OTKA pályázatok tették lehetővé.

Irodalom – References

- ÁDÁM A. 1982: A kéreg és felsőköpeny geoelektromos kutatása a Kárpát-medencében. – *MTA Föld és Bány. Oszt. Tud. Közl.* **15**, 221–236.
- ÁDÁM, A., NAGY, Z., VARGA, G. 1989: Magnetotelluric (MT) research and exploration in Hungary. – *Geophysics*, **54**, 795–797.
- BALLA, Z. 1984: The Carpathian loop and the Pannonian basin: A kinematic analysis. – *Geophys. Trans.* **30**, 313–353.
- BALOGH, K., ÁRVA-SÓS, E., PÉCSKAI, Z., RAVASZ-BARANYAI, L. 1986: K/Ar dating of Post-Sarmatian alkali basaltic rocks in Hungary. – *Acta Min. Petr. Szeged* **28**, 75–93.
- BALOGH, K., EBNER, F., RAVASZ, Cs., HERRMANN, P., LOBITZER, H., SOLTI, G. 1994: K/Ar Alter tertiary Vulkanite der südöstlichen Steiermark und des südlichen Burgenlands. – *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich–Ungarn Teil 2*, 55–72 Wien.
- BLUSZTAJN, J., HART, S.R. 1989: Sr, Nd, and Pb isotopic character of Tertiary basalts from southwest Poland. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **53**, 2689–2696.
- BRADSHAW, T.K., HAWKESWORTH, C.J., GALLAGHER, K. 1993: Basaltic volcanism in the southern Basin and Range: no role for a mantle plume. – *Earth Planet. Sci. Lett.* **116**, 45–62.
- CAMPBELL, I.H., GRIFFITHS, R.W. 1990: Implications of mantle plume structure for the evolutions of flood basalts. – *Earth Planet. Sci. Lett.* **99**, 79–93.
- CARLSON, R.W. 1984: Isotopic constraints on Columbia River flood basalt genesis and the nature of the subcontinental mantle. – *Geochim. Cosmochim. Acta* **48**, 2357–2372.
- CEBRIÁ, J.M., WILSON, M. 1995: Cenozoic mafic magmatism in Western/Central Europe: a common European Asthenospheric Reservoir? – *Terra Abstract*, EUG 8, Suppl. 1, *Terra Nova* **7**, p. 162.
- CLASS, C., ALTHERR, R., VOLKER, F., EBERZ, G., MCCULLOCH, M.T. 1994: Geochemistry of Pliocene Quaternary alkali basalts from the Huri Hills, northern Kenya. – *Chemical Geology* **113**, 1–22.
- COHEN, R.S., O'NIONS, R.K. 1982: Identification of recycled continental material in the mantle from Sr, Nd and Pb isotope investigations. – *Earth Planet. Sci. Lett.* **61**, 73–84.
- COUSSENS, B.L., ALLAN, J.F., GORTON, M.P. 1994: Subduction-modified pelagic sediments as the enriched component in back-arc basalts from the Japan Sea: Ocean Drilling Program Sites 797 and 794. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **117**, 421–434.
- COX, K.G., BELL, J.D., PANKHURST R.J. 1979: The interpretation of igneous rocks. – George Allen & Unwin, London.
- CSONTOS, L., NAGYMAROSY, A., HORVÁTH, F., KOVÁCS, M. 1992: Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model. – In: P.A. ZIEGLER (Ed.) *Geodynamics of Rifting*, Volume I. Case History Studies on Rifts: Europe and Asia. – *Tectonophysics*, **208**, 211–241.
- DOBOSI, G. 1989: Clinopyroxene zoning patterns in the young alkali basalts of Hungary and their petrogenetic significance. – *Contrib. Mineral. Petrol.* **101**, 112–21
- DOBOSI, G., FODOR R.V. 1992: Magma fractionation, replenishment, and mixing as inferred from green-core clinopyroxenes in Pliocene basanite, southern Slovakia. – *Lithos* **28**, 133–150.
- DOBOSI, G., SCHULZ-GÜTTLER, R., KURAT, G., KRACHER, A. 1991: Pyroxene chemistry and evolution of alkali basaltic rocks from Burgenland and Styria, Austria. – *Mineral. Petrol.* **43**, 275–292.
- DOBOSI, G., FODOR, R.V., GOLDBERG, S.A. 1995: Late-Cenozoic alkalic basalt magmatism in the northern Hungary and Slovakia: petrology, source compositions, and relationship to tectonics. – *Acta Vulcanol.* **7**, 199–207.
- DOBOSI, G., DOWNES, H., MATTEY D., EMBEY-ISZTIN, A. 1998: Oxygen isotope ratios of phenocrysts from alkali basalts of the Pannonian Basin: evidence for an O-isotopically homogeneous upper mantle beneath a subduction-influenced area. – *Lithos*. **42**. 213–223.
- DÖVÉNYI, P., HORVÁTH, F. 1988: A review of temperature, thermal conductivity, and heat flow data for the Pannonian Basin. – *AAPG Memoir* **45** (Eds HORVÁTH F., ROYDEN L.H.) 195–233.
- DOWNES, H., EMBEY-ISZTIN, A., THIRLWALL, M.F. 1992: Petrology and geochemistry of spinel peridotite xenoliths from the western Pannonian Basin (Hungary): evidence for an association between enrichment and texture in the upper mantle. – *Contrib. Mineral. Petrol.* **109**, 340–354.

- DOWNES, H., PANTÓ Gy, T. PÓKA, MATTEY D.P., GREENWOOD P.B. 1995a: Calk-alkaline volcanics of the Inner Carpathian arc, northern Hungary: new geochemical and oxygen isotopic results. – *Acta Vulcanol.* 7, 29–41.
- DOWNES, H., SEGHEDI I., SZAKÁCS A., DOBOSI, G., JAMES, D.E., VASELLI, O., RIGBY, I.J., INGRAM, G.A., REX, D., PÉCSKAY, Z. 1995b: Petrology and geochemistry of late Tertiary/Quaternary mafic alkaline volcanism in Romania. – *Lithos* 35, 65–81.
- DUPRÉ, B., ALLÈGRE, C.J. 1983: Pb–Sr isotope variation in Indian Ocean basalts and mixing phenomena. – *Nature* 303, 142–146.
- EGGLER, D.H. 1974: Effect of CO₂ on the melting of peridotites. – *Carnegie Inst. Washington Yearb.* 73, 215–24.
- EMBEY-ISZTIN, A. 1976a: Amphibolite/lherzolite composite xenolith from Szigliget, north of the Lake Balaton, Hungary. – *Earth and Planet. Sci. Lett.* 31, 297–304.
- EMBEY-ISZTIN A. 1976b: Felsőkőpenyeredetű lherzolit zárványok a magyarországi alkáli olivinbazaltos, bazanitos vulkanizmus kőzeteiben. – *Földt. Közl.* 106, 42–51.
- EMBEY-ISZTIN, A. 1977: The Szigliget amphibolite/lherzolite compound xenolith as an evidence for a diapiric uprise in the mantle below Hungary. – *Annales Hist.-Nat. Mus. Natn. Hung.* 69, 5–11.
- EMBEY-ISZTIN, A. 1978: On the petrology of spinel lherzolite nodules in basaltic rocks from Hungary and Auvergne, France. – *Annales Hist.-Nat. Mus. Natn. Hung.* 70, 27–44.
- EMBEY-ISZTIN, A. 1984: Texture types and their relative frequencies in ultramafic and mafic xenoliths from Hungarian alkali basaltic rocks. – *Annales Hist.-Nat. Mus. Natn. Hung.* 76, 27–42.
- EMBEY-ISZTIN, A., DOBOSI G. 1995: Mantle source characteristics for Miocene–Pleistocene alkali basalts, Carpathian–Pannonian Region: a review of trace elements and isotopic composition. – *Acta Vulcanol.* 7, 155–166.
- EMBEY-ISZTIN A., KURAT, G. 1996: Young alkali basalt volcanism from the Graz Basin to the Eastern Carpathians. – *Advances in Austrian–Hungarian Joint Geological Research* 159–175.
- EMBEY-ISZTIN, A., SCHARBERT, H.G. 1981: Bericht über geochemisch-petrographische Untersuchungen an Basalten vom Kovácsi-hegy und von Uzsabánya (Tátika Gruppe), Ungarn. – *Anzeiger der math.-naturw. Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften*, Nr. 5, 1–6
- EMBEY-ISZTIN, A., SCHARBERT, H.G. 1988: Basic granulites and clinopyroxenite xenoliths from the Transdanubian Volcanic Region (Hungary). – *Terra Cognita* 8/3, 270–71.
- 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. Petrology* 30, 79–105.
- EMBEY-ISZTIN, A., SCHARBERT, H.G., DIETRICH, H., POULTIDIS, H. 1990: Mafic granulite and clinopyroxenite xenoliths from the Transdanubian Volcanic Region (Hungary): implication for the deep structure of the Pannonian Basin. – *Mineralogical Magazine* 54, 463–83.
- EMBEY-ISZTIN, A., DOWNES, H., JAMES, D.E., UPTON, B.G.J., DOBOSI, G., SCHARBERT, H.G., INGRAM G.A. 1993a: The petrogenesis of Pliocene alkaline volcanic rocks from the Pannonian Basin, Eastern Central Europe. – *J. Petrology* 34, 317–343.
- EMBEY-ISZTIN A., DOBOSI G., JAMES D.E., DOWNES H., POULTIDIS Ch., SCHARBERT H.G. 1993b: A compilation of new major, trace element and isotope geochemical analyses of the young alkali basalts from the Pannonian Basin. – *Fragmenta Mineralogica et Palaeontologica* 16, 5–26.
- FALOON, T.J., GREEN, D.H. 1988: Anhydrous partial melting of peridotite from 8 to 35 kb and the petrogenesis of MORB. – *J. Petrology Spec. Lithosphere Iss.* 379–414.
- FITTON, J.G., JAMES, D., KEMPTON, P.D. ORMEROD, D.S., LEEMAN, W.P. 1988: The role of lithospheric mantle in the generation of late Cenozoic basic magmas in the western United States. – *J. Petrology Spec. Lithosphere Iss.* pp. 331–349.
- FITTON, J.G., JAMES, D., LEEMAN, W.P. 1991: Basic magmatism associated with Late Cenozoic extension in the western United States: Compositional variations in space and time. – *J. Geophys. Res.* 96, 13693–13711.
- GÉCZY, B. 1973: Plate tectonics and paleogeography of the East-Mediterranean Mesozoic. – *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 17, 421–428.

- HARANGI, SZ., VASELLI, O., TONARINI, S., SZABÓ CS., HARANGI, R., CORADOSI, N. 1995a: Petrogenesis of Neogene extension-related alkaline volcanic rocks of the Little Hungarian Plain Volcanic Field, (Western Hungary). – *Acta Vulcanol.* 7, 189–197.
- HARANGI, SZ., WILSON, M., TONARINI, S. 1995b: Petrogenesis of Neogene potassic volcanic rocks in the Pannonian Basin. – *Acta Vulcanol.* 7, 125–134.
- HART, S.R. 1984: A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle. – *Nature* (London), 309, 753–757.
- HART, S.R. 1988: Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, 90, 273–296.
- HART, W.K., WOLDE GABRIEL, G., WALTER, R.C., MERTZMAN, S.A. 1989: Basaltic volcanism in Ethiopia: Constraints on continental rifting and mantle interactions. – *J. Geophys. Res.* 94, 7731–7748.
- HAWKESWORTH, C.J., ROGERS, N.W., CALSTEREN, P.W.C., MENZIES, M.A. 1984: Mantle enrichment processes. – *Nature* 311, 331–335.
- HAWKESWORTH, C.J., MANTOVANI, M.S., TAYLOR, M., PALACZ, A. 1986: Evidence from the Parana of south Brazil for a continental contribution to Dupal basalts. – *Nature* 322, 356–359.
- HOERNLE, K., ZHANG, Y.-S., GRAHAM, D. 1995: Seismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the eastern Atlantic and western and central Europe. – *Nature*, 374, 34–39.
- HOFMANN, A.W. 1997: Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. – *Nature*, 385, 219–229.
- KASZAP A. 1963: A dél-baranyai mezozoos szigettrögök. – *Földt. Közl.* 93, 440–450.
- KEMPTON, P. D., DOWNES, H., EMBEY-ISZTIN, A. 1997: Mafic granulite xenoliths in Neogene alkali basalts from the western Pannonian Basin: Insights into the lower crust of a collapsed orogen. – *J. Petrology* 38, 941–970.
- KURAT, G., EMBEY-ISZTIN, A., KRACHER, A., SCHARBERT, H. 1991: The upper mantle beneath Kapfenstein and the Transdanubian Volcanic Region, E Austria and W Hungary: A comparison. – *Mineralogy and Petrology* 44, 21–38.
- KURAT, G., PALME, H., BADDENHAUSEN, H., HOFMEISTER, H., PALME, Ch., WANKE, H. 1980: Geochemistry of ultramafic xenoliths from Kapfenstein, Austria: Evidence for a variety of upper mantle processes. – *Geochim. Cosmochim. Acta* 44, 45–60.
- KUSHIRO, I. 1972: Effect of water on the compositions of magmas formed at high pressures – *J. Petrology*, 13, 311–334.
- LILLIE, R. J., BIELIK, M., BABUSKA, V., PLOMEROVA, J. 1994: Gravity modelling of the lithosphere in the Eastern Alpine–Western Carpathian–Pannonian Basin region. – *Tectonophysics* 231, 215–235.
- MAURITZ, B. 1948: A dunántúli bazaltok kőzetkéimiai viszonyai. – *Földt. Közl.* 78, 134–68.
- MACDONALD, G.A., KATSURA, T. 1964: Chemical composition of Hawaiian lavas. – *J. Petrology* 5, 82–133.
- McKENZIE, D.P., BICKLE, M.J. 1988: The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. – *J. Petrol.* 29, 625–679.
- McKENZIE, D.P., O'NIONS, R.K. 1983: Mantle reservoirs and ocean island basalts. – *Nature* 301, 229–231.
- MENZIES, M. 1983: Mantle ultramafic xenoliths in alkaline magmas: evidence for mantle heterogeneity modified by magmatic activity. – In: C.J. HAWKESWORTH, M.J. NORRIS (eds.): *Continental Basalts and Mantle xenoliths*, 92–110 Cheshire, Enl. Shiva, 272 p.
- PEARCE, J.A. 1982: Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. – In: THORPE R.S. (ed.) *Andesites: orogenic andesites and related rocks*. Wiley, Chichester, 525–548.
- PEATE, D.W., HAWKESWORTH, C.J., MANTOVANI, M.S.M., SHUKOWSKY, W. 1990: Mantle plumes and flood basalt stratigraphy in the Paraná, South America. – *Geology* 18, 1223–1226.
- PERRY, F.V., BALDRIDGE, W.S., DePAOLO, D.J. 1987: Role of asthenosphere and lithosphere in the genesis of late Cenozoic basaltic rocks from the Rio Grande rift and adjacent regions in the southwestern United States. – *J. Geophys. Res.* 92, 9193–9213.
- POSGAY, K., ALBU, I., RANER, G., VARGA, G. 1986: Characteristics of the reflecting layers in the Earth's crust and upper mantle in Hungary. – In: M. BARAZANGI, L. BROWN (eds.), *Reflection Seismology: A Global Perspective*. – *Am. Geophys. Union, Geodyn. Ser.*, 13, 55–65.

- POULTIDIS, H., SCHARBERT, H.G. 1986: Bericht über geochemisch-petrologische Untersuchungen an basaltischen Gesteinen des österreichischen Teils der Transdanubischen Vulkanischen Region. – *Anzeiger der Österreichischen Akad. der Wiss. math.-naturwiss. Klasse* **123**, 65–76.
- PRAUS, O., PECOVA, J., PETR, V., BABUSKA, V., PLOMEROVA, J. 1990: Magnetotelluric and seismological determination of lithosphere–asthenosphere transition in Central-Europe. – *Phys. Earth. Planet. Interior* **60**, 212–228.
- ROSENBAUM, J.M., WILSON, M., DOWNES, H. 1997: Multiple enrichment of the Carpathian–Pannonian mantle: Pb–Sr–Nd isotope and trace element constraints. – *J. Geophys. Res.*, **102**, 14947–14961.
- ROYDEN, L.H., HORVÁTH F. 1988: The Pannonian Basin. A study in basin evolution. – *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, **45**, 394 p.
- SALTERS, V.J.M., HART, S.R., PANTÓ, Gy. 1988: Origin of late Cenozoic volcanic rocks of the Carpathian Arc, Hungary. – In: HORVÁTH F., ROYDEN L.H. (eds.): *The Pannonian Basin. AAPG Memoir* **45**, 279–92.
- SAUNDERS, A.D., TARNEY, J., WEAVER, S.D. 1980: Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: implications for the genesis of calc-alkaline magmas. – *Earth Planet. Sci. Lett.* **46**, 344–360.
- SUN, S., McDONOUGH, W.F. 1989: Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. – In: SAUNDERS, A.D., NORRY, M.J. (eds.) *Magmatism in the ocean basins, Geol. Soc. Spec. Publication No. 42*, 313–345.
- SZABÓ, Cs., TAYLOR, L.A. 1994: Mantle petrology and geochemistry beneath the Nógrád–Gömör Volcanic field, Carpathian–Pannonian Region. – *Internat. Geology Rev.*, **36**, 328–358.
- SZABÓ, Cs., BODNAR, R.J. 1995: Chemistry and origin of mantle sulfides in spinel peridotite xenoliths from alkaline basaltic lavas, Nógrád–Gömör Volcanic Field, northern Hungary and southern Slovakia. – *Geochim. Cosmochim. Acta* **59**, 3917–3927.
- SZABÓ, Cs., HARANGI, Sz., VASELLI, O., DOWNES, H. 1995: Temperature and oxygen fugacity in peridotite xenoliths from the Carpathian–Pannonian Region. – *Acta Vulcanol.* **7**, 231–239.
- SZEDERKÉNYI, T. 1980: Petrological and geochemical character of the Bár basalt, Baranya County, South Hungary. – *Acta Min. Petr. Szeged* **24**, 235–44.
- THOMPSON, R.N. 1987: Phase-equilibria constraints on the genesis and magmatic evolution of oceanic basalts. – *Earth Sci. Rev.* **24**, 161–210.
- VASELLI, O., DOWNES, H., THIRLWALL M., DOBOSI, G., CORADOSSI, N., SEGHEDI, I., SZAKÁCS, A., VANNUCCI, R. 1995: Ultramafic xenoliths in Plio-Pleistocene alkali basalts from the eastern Transylvanian Basin: depleted mantle enriched by vein metasomatism. – *J. Petrol.* **36**, 23–55.
- VICZIÁN I. 1965: A baranyai bazalt. – *Földt. Közl.* **95**, 448–452.
- WEAVER, B.L., WOOD, D.A., TARNEY, J., JORON, J.L. 1987: Geochemistry of ocean island basalts from the South Atlantic: Ascension, Bouvet, St. Helena, Gough and Tristan da Cunha. – In: FITTON, J.G., UPTON, B.G.J. (eds.) *Alkaline igneous rocks*, Geological Society Special Publication No. **30** 253–267.
- WILSON, M., DOWNES, H. 1991: Tertiary–Quaternary extension related alkaline magmatism in Western and Central Europe. – *J. Petrology* **32**, 811–49.
- ZINDLER, A., Hart, S. 1986: Chemical geodynamics. – *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* **14**, 493–571.
- A kézirat beérkezett: 1997. 03. 24.*

Új magyarországi ásványfajok: a coquimbit és a paracoquimbit

New minerals of Hungary: coquimbite and paracoquimbite

KOVÁCS Attila¹

(8 ábra, 3 tábla, 4 táblázat)

Abstract

Coquimbite ($\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$) and its polytype modification paracoquimbite ($\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$) were described as new mineral species for Hungary with copiapite ($\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_4(\text{SO}_4)_6(\text{OH})_2 \cdot 20\text{H}_2\text{O}$). They occur in two places: the enargite-luzonite type mineralization of Recsk, Lahóca Hill, and the coal deposit at Karolina-valley, Péccszabolcs. Coquimbite and copiapite form white and yellow efflorescences, respectively. {0001}, {1010}, {1120}, {1011} forms can be observed by SEM on the 200-300 nm trigonal holohedral coquimbite crystals. The mostly equal appearance of rhombohedron forms results in a hexagonal holohedral pseudosymmetry. Paracoquimbite can be distinguished from coquimbite only by X-ray diffraction. X-ray powder diffraction verified the presence of all the three phases in the Péccszabolcs sample, however the presence of paracoquimbite is not certain in the Recsk sample. The aim of the thermal analyses was to fill the gaps in the literature (coquimbite-paracoquimbite). The results of optical and X-ray fluorescent spectroscopic analyses confirm the presence of the three iron minerals without indicating any significant diadochy in them. The Mössbauer-spectroscopic analysis made the estimation of the proportion of coquimbite-paracoquimbite/copiapite possible in the sample from Péccszabolcs (7.5:1). The coquimbite-paracoquimbite-copiapite paragenesis is the result of secondary processes. Their appearance relates to fluids that break down primary iron sulphides at both localities.

Manuscript received: 22. 09. 1997.

Összefoglalás

A coquimbitet $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$ és politíp párját, a paracoquimbitet $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$ mint új magyarországi ásványfajokat a copiapittal $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_4(\text{SO}_4)_6(\text{OH})_2 \cdot 20\text{H}_2\text{O}$ együtt két lelőhelyről ismeretjük: a recski Lahóca-hegy enargit-luzonitot ércesedéséből, illetve a Péccszabolcs-karolina-völgyi kőszénfejtésből. Mindkét lelőhelyen a coquimbit fehér, a copiapit sárga, földes-tömeges halmazok formájában jelentkezik. A 200-300 µm-es trigonális holoéderez coquimbit kristályokon pásztázó elektronmikroszkóp segítségével a {0001}, {1010}, {1120}, {1011} formák figyelhetők meg. A romboédერformák közel egyenlő kifejlődése miatt hexagonális holoéderez álszimmetria tapasztalható. A paracoquimbit a coquimbittől csak röntgendiffrakciós módszerrel különíthető el. A röntgen-por-diffrakciós eljárás a péccszabolcsi mintában mindhárom fázis jelenlétét alátámasztotta, azonban a recski mintában a paracoquimbit jelenléte nem egyértelmű. A termikus elemzések célja elsősorban

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

irodalmi hézagpótlás volt. Az optikai és röntgenfluoreszcens spektroszkópiai elemzések eredményei megerősítik a három vasásvány jelenlétét, nem utalva jelentősebb helyettesítésre. A Mössbauer-spektroszkópiai vizsgálat lehetővé tette a coquimbit + paracoquimbit / copiapit arány becslését a pécsszabolcsi mintában (7,5:1). A recens képződés coquimbit–paracoquimbit–copiapit ásványegyüttes megjelenése másodlagos folyamatok eredménye. Képződésük mindkét lelőhelyen a primer vasszulfidokat elbontó oldatokhoz kötődik.

Bevezetés

Magyarország ásványfajai között a korábbiakban nem ismertük sem a - *coquimbitet* $Fe_2(SO_4)_3 \cdot 9H_2O$, sem politíp párját, a *paracoquimbitet* (KOCH 1985; SZAKÁLL & GATTER 1993).

1994-ben, az ELTE Ásvány-Kőzettár anyagának szisztematikus tudományos feldolgozása során egy, a recski Lahócáról származó példányon megtaláltuk a coquimbitet. A sárga-szürke színű, pikkelyes-tömeges, áttetsző, kétfázisú mintán a tömeges megjelenésű ásvány a *coquimbit*, míg a másik, sárga, lemezkés fázis a vizsgált lelőhelyről, és több más hazai paragenezisből is ismert *copiapit* $Fe^{2+}Fe^{3+}_4(SO_4)_6(OH)_2 \cdot 20H_2O$ volt. Ezen vizsgálati adatunk, szóbeli közlésünk alapján, már bekerült a magyarországi ásványok legutóbbi összesítésébe is (SZAKÁLL & JÁNOSI 1996).

A következő év nyarán a pécsszabolcsi kőszén külfejtés szulfátos kivirágzásainak röntgendiffrakciós vizsgálata ugyanezen paragenezist mutatta ki.

A további vizsgálatok eredményei alapján egy harmadik ásvány, a *paracoquimbit*, $Fe_2(SO_4)_3 \cdot 9H_2O$ jelenléte is feltételezhető volt ezekben a vas-szulfátos társulásokban. Azonban míg a pécsi mintában ezen harmadik fázis jelenléte bizonyított, a recski mintában – a pordiffrakciós vizsgálat tanúsága szerint – csak valószínűsíthető.

A coquimbitet azóta még egy lelőhelyről (Parád, Egyesség-tározó) említik (SZAKÁLL & JÁNOSI 1996). Ezen vizsgálati eredmény publikálása folyamatban van (SZAKÁLL et al. in press).

A jelen munka célja a két új magyarországi ásványfaj (coquimbit és paracoquimbit) részletes ismertetése és egy új ásványegyüttes (copiapit–coquimbit–paracoquimbit) leírása.

A lelőhelyek ismertetése, megjelenés

Mindhárom szulfátásványt (copiapit, coquimbit, paracoquimbit) Chile Coquimbo tartományából, Copiapo környékéről írták le először (HINTZE 1930). Már az első ismertetések pirit bomlásával képződő másodlagos ásványokként számolnak be róluk. A copiapittal ellentétben – mely világszerte gyakori szulfátásványnak mondható – a coquimbitet és a paracoquimbitet kevesebb lelőhelyről említik. A Kárpát-medencében a coquimbit és a paracoquimbit Szlovákiában Selmechánya (Banska-Štiavnica), Szomolnok (Smolník) és Szirk (Sirk) lelőhelyekről ismertek (KODRA 1986); Magyarországhoz hasonlóan a mai Ro-

mánia területéről sem írták még le őket (UDUBASA et al. 1992). Az új, magyarországi lelőhelyek a következők:

Recsk, Lahóca. A recski minta a triász üledékeket áttörő felső-eocén andezit lahócai enargit-luzonitos érctörmzseiből származik, a Katalin-szintről. Leltári számuk: ELTE K100638. A vas-szulfátos paragenézis az ércközet üregeiben és falán "kivirágzásként" jelentkezik.

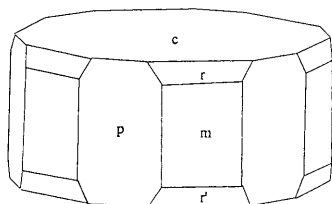
A begyűjtött mintáknak két fázisa különíthető el: – A fő tömeget egy szürkésfehér, áttetsző, tömeges megjelenésű, "göcsörtös" felszínű ásvány (coquimbit) adja. Ennek felszínén és üregeiben helyezkednek el a másik fázis (copiapit) mintegy 50 µm nagyságú, sárga, áttetsző lemezkéi. A két eltérő színű fázist 0,125 mm lyukbőségű szitán sikerült teljesen elválasztani, így mód nyílt külön vizsgálatukra.

Pécsszabolcs, Karolina-völgy. Ez a minta (l.sz.: ELTE 96/40.) a mecseki szénbányák karolina-völgyi alsó-liász korú feketeköszén összetételéből származik (az összetet földtani felépítéséről l. LADA 1956). Leginkább a fejtés alsóbb szintjein jellemző, néhol több tíz cm-es, a rétegzettséggel párhuzamosan nyúlt földes halmazok, sárga-fehér kivirágzások formájában (l. tábla 1.). A szulfátok előfordulására jellemző, hogy nem köthetők rétegtani szinthez. Az anyag – legmaszszívabb formájában is – könnyen morzsolható, gumós-földes halmazokat alkot, amelyek szobalevegőn néhány hét alatt – feltehetően vízvesztés hatására porrá esnek szét. A két fázis szabad szemmel viszonylag jól elkülöníthető, azonban szeparálásukra nincs mód, mivel az egymásba való átmenetük folyamatos. Ezen a lelőhelyen a coquimbit fehér, a copiapit citromsárga–barnássárga színben jelentkezik.

Morfológia

Coquimbit. Bár a lahócai mintákon a copiapit lemezkéi, és a coquimbit megmegcsillanó kristálylapjai sztereomikroszkóp alatt is megfigyelhetők, a biztosabb morfológiai leíráshoz pásztázó elektronmikroszkópot vettünk igénybe. A vákuum okozta lebomlást elkerülendő változtatható nyomású (csökkentett vákuumú mintatérrel felszerelt) berendezést használtunk. A 200–300 µm nagyságú coquimbit kristályokon a $c\{0001\}$, $m\{10\bar{1}0\}$, $p\{11\bar{2}0\}$, $r\{10\bar{1}1\}$ formák (vö. GOLDSCHMIDT 1913; HINTZE 1930) jelennek meg. (Bár a recski coquimbiten csak olyan kristályformák észlelhetők melyek a paracoquimbiten is felléphetnek, a további vizsgálatok egyértelműsítik hogy coquimbitről van szó.) A pozitív és negatív romboéder közel egyenlő kifejlődése miatt a ditrigonális szkalenoéderes (trigonális holoéderes) coquimbit itt hexagonális holoéderes álszimmetriát mutat. A recski coquimbit kristályformáit az 1. ábra mutatja. A pécsi mintában – annak tömeges volta miatt – a coquimbit kristályformái sztereomikroszkóppal és pásztázó elektronmikroszkóppal sem ismerhetők fel.

Copiapit. A monoklin prizmás copiapit 50 µm-es lemezkéi mindkét lelőhelyről származó mintában jól láthatók (III. tábla 1.). Az irodalmi morfológiai adatokkal



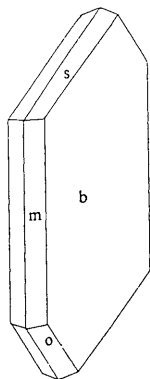
1. ábra. A recski coquimbite kristályformái

Fig. 1. Crystal forms of coquimbite from Recsk

A begyűjtött mintákból három felvételt készült: (a) a lahocai coquimbitről, (b) a lahocai copiapitról (mindkettő szeparált anyag), és (c) a pécsi mintáról, melyben az összes fázis együtt jelenik meg. A diffrakciós görbék az 3-5. ábrákon láthatók, a fontosabb reflexiók jellegzetességei a következők:

Coquimbite, Recsk (a). A coquimbite-nek a 6-40 számú JCPDS kártyán jegyzett reflexiói a diagramon (3. ábra) hiánytalanul megjelennek. A legintenzívebb reflexiók: d_{hkl} (I/I_0 : hkl) = 9,45 (60:10 $\bar{1}0$), 8,55 (50:0002), 8,26 (100:10 $\bar{1}0$), 5,47 (65:11 $\bar{2}0$), 4,61 (75:11 $\bar{2}2$), 3,64 (55:20 $\bar{2}3$), 3,36 (90:11 $\bar{2}4$), 2,76 (80:30 $\bar{3}3$). Lényeges intenzitásbeli eltérés csak a $d = 4,61$ ($I/I_0 = 45$ helyett 75%), és a $d = 3,36$ ($I/I_0 = 60$ helyett 90%) esetén volt tapasztalható. Mindezt figyelembe véve a coquimbite jelenléte bizonyított.

Copiapite, Recsk (b). A 35-583 számú JCPDS kártya reflexiói – néhány kisebb csúcs kivételével – mind megtalálhatók ezen a diagramon (4. ábra). A legfontosabb reflexiók: d_{hkl} (I/I_0 : hkl) = 18,51 (70:010), 9,20 (30:020), 6,17 (20:030), 5,55 (20: $\bar{1}1$), 3,56 (20: $\bar{2}10$), 3,52 (20: $\bar{2}01$). A következő csúcsok nem jelennek meg: 7,24 (20:001), 6,53 (10:011), 6,26 (10:110), 4,56 (10:031), 3,74 (10: $\bar{1}41$), 2,38 (10: $\bar{3}20$), 2,20 (10:320), 2,10 (10:280), 1,90 (10: $\bar{3}42$). Az összes nagy intenzitású csúcs pontos egyezése, valamint a kis intenzitású csúcsok nagy részének megjelenése a copiapite jelenlétét támasztja alá.



2. ábra. A recski copiapite kristályformái

Fig. 2. Crystal forms of copiapite from Recsk

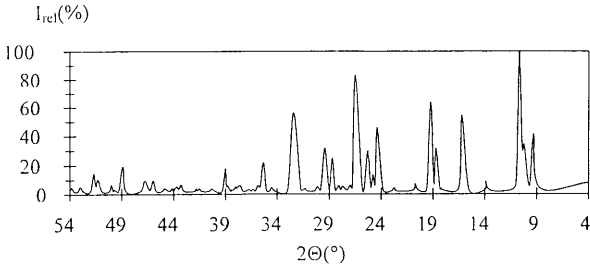
(GOLDSCHMIDT 1913; HINTZE 1930) való összehasonlítás alapján a következő kristályformák valószínűsíthetők: $b\{010\}$, $m\{110\}$, $s\{015\}$, $o\{44\bar{9}\}$ (2. ábra).

Paracoquimbite. A tömeges pécsi minta ásványain – a copiapitot kivéve – határozott kristálylapok nem észlelhetők.

Röntgen-pordiffrakció

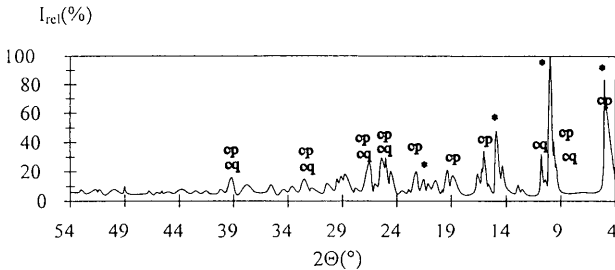
Feltehetően a tökéletlen szeparálhatóság miatt a copiapite mellett a coquimbite csúcsai is megtalálhatók ezen a diagramon. Jellemző, hogy a 6,34 (6:102), és az 1,94 (14:413) kis intenzitású reflexiók kivételével az összes csúcs megjelenik.

Nem hagyható figyelmen kívül az a tény, hogy a fentiekén kívül néhány "fe-



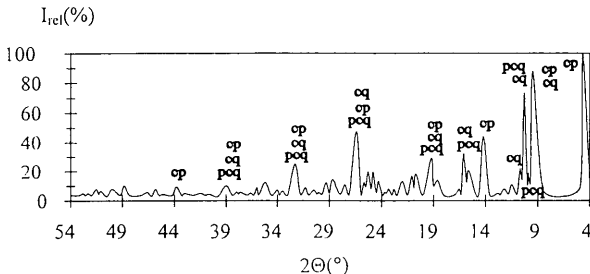
3. ábra. A recski coquimbit diffraktogramja

Fig. 3. Diffraction pattern of coquimbit from Recsk



4. ábra. A recski copiapit diffraktogramja (cp=copiapit, cq=coquimbit, pcq=paracoquimbit, *=anomális reflexió)

Fig. 4. Diffraction pattern of copiapite from Recsk (cp=copiapite, cq=coquimbit, pcq=paracoquimbit, *=anomalous reflection)



5. ábra. A pécsszabolcsi minta diffraktogramja. (cp=copiapit, cq=coquimbit, pcq=paracoquimbit)

Fig. 5. Diffraction pattern of the Pécsszabolcs sample (cp=copiapite, cq=coquimbit, pcq=paracoquimbit)

detlen" reflexió is megfigyelhető. Ezek legvalószínűbb – és a paragenetikai képhe is leginkább beleillő – magyarázata a 27-254 JCPDS kártyán regisztrált paracoquimbit jelenléte lehetne. A d_{hkl} ($I/I_0\%:hkl$) = 8,88 (100:01 $\bar{1}2$) csúcs a diagramon messzemenően a legintenzívebb. Megjelennek ezenkívül az 5,46 (29:11 $\bar{2}0$), 4,71 (16:02 $\bar{2}1$), 4,60 (29:11 $\bar{2}6$), 3,37 (33:11 $\bar{2}12$), 2,76 (13:30 $\bar{3}9$) reflexiók. A meghatározás egyértelműségét azonban zavarja a 8,55 (20:0006), és a 7,62 (39:10 $\bar{1}4$) reflexiók hiánya. Mindemellett a felvételen néhány fedetlen csúcs is megtalálható, mint pl. 5,96 (50%), 5,66 (<10%), 4,48 (<10%), 4,13 (10%), 3,20 (<10%). Ugyancsak elgondolkodtató a $d = 17,84$ Å-ös, nagy intenzitású (80%-os) reflexió jelenléte. Mivel a JCPDS-kártya ezt a reflexiót nem tartalmazza, a szerkezeti paraméterek (FANG & ROBINSON 1971) pontos ismeretében a Lazy-Pulverix program segítségével elvégeztük a diffrakciós eljárás szimulációját (amiért dr. LOVAS Györgyöt illeti köszönet). Ennek értelmében ugyan létezik 17,10 Å-nél egy igen kis intenzitású ($I = 0,05\%$) reflexió, ennél nagyobb d -érték reflexió azonban nincs. Ez a jelentős anomália felveti többek között egy új politíp módosulat létezésének lehetőségét. Az esetleges új módosulat jelenlétének megítélése további vizsgálatokat igényel. Mindenesetre ezen új módosulat (mivel a másik diagramon nem jelentkezett) fizikailag a copiapit-hoz kötődik.

Copiapit-coquimbit-paracoquimbit, Pécsszabolcs (c). Ez a diagram (5. ábra) egy szeparálatlan minta diffrakciós képe. Jellemző módon a már említett kártyaszámú coquimbit reflexiói hiánytalanul megjelennek. A coquimbit jelenlétéhez a pécsszabolcsi mintában tehát nem férhet kétség.

A copiapit reflexiói – néhány kis intenzitású csúcstól eltekintve – szintén képviseltetik magukat. A hiányzó csúcsok: d_{hkl} ($I/I_0\%:hkl$) = 6,84 (20:0 $\bar{1}1$), 6,53 (10:011), 4,56 (10:031), 2,51 (10: $\bar{2}32$), 2,16 (10: $\bar{1}43$), 2,13 (10: $\bar{1}23$).

A recski mintával ellentétben itt a paracoquimbit minden csúcsa megjelenik, jelenléte ennél fogva bizonyított.

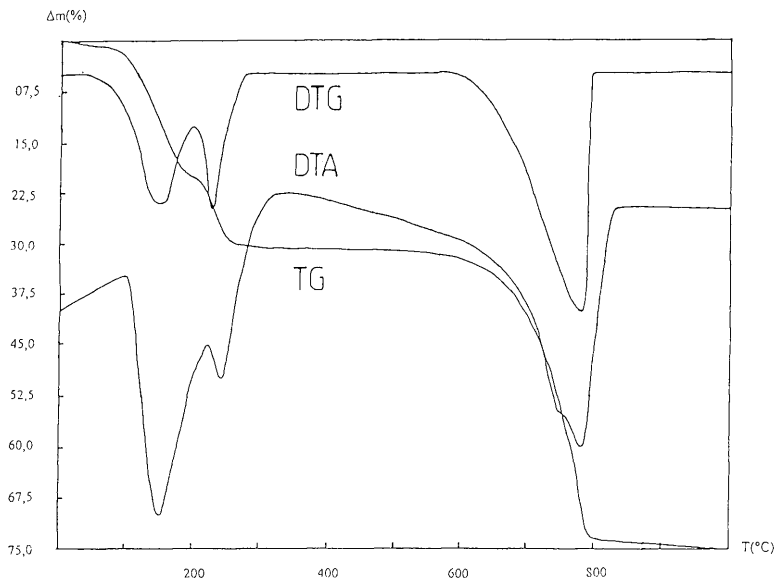
Termikus elemzés

A coquimbit termikus diagramjának értelmezése – konkrét összehasonlító adatok hiányában – elsősorban FÖLDVÁRINÉ (1958), és FÖLDVÁRI (1986) általános munkái, a copiapit diagramjáé pedig AUGUST (1991) cikke alapján történt.

A begyűjtött mintáknak megfelelően itt is három felvétel készült; (a) a recski coquimbitről (6. ábra), (b) a recski copiapitról (7. ábra) és (c) a szeparálatlan pécsi mintáról (8. ábra).

Coquimbit, Recsk (a). A minta termikus diagramján (6. ábra) két, jól elkülönülő tömegvesztés észlelhető, melyek endoterm reakciókhoz kapcsolódnak.

A 90–270 °C közötti tartomány, amely a teljes vízvesztést jelzi (FÖLDVÁRINÉ 1958; FÖLDVÁRI 1986), két szakaszra bontható: 110–220 °C között – 155 °C-nál levő maximummal – mintegy 20,2% (108 g/mól) tömegvesztésig észlelhető, ami 6 molekula víz leadásának felel meg. (GIESTER & MILETICH 1995-ös vizsgálatai szerint a részlegesen dehidratált coquimbit szerkezet vízgőzben telített környezetben az elvesztett víz újbóli felvételére képes. Háromnál több vízmo-



6. ábra. A recski coquimbit ("a" jelű minta) termoanalitikai felvétele

Fig. 6. Thermogram of coquimbite from Recsk

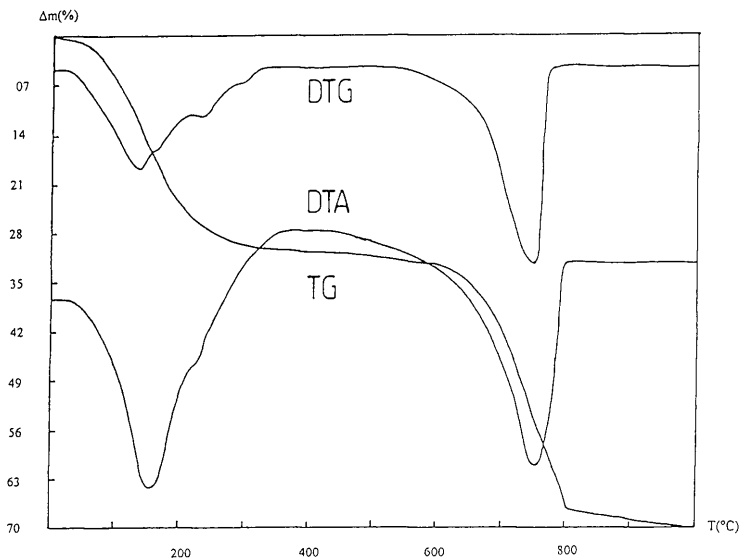
lekula elvesztése esetén a folyamat visszafordíthatatlanná válik.) 220–290 °C között – 240 °C-nál levő maximális kitéréssel – további 9,6% (54 g/mól) tömegvesztésre kerül sor, ami 3 molekula víznek felel meg.

620–810 °C között a $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3 = \text{Fe}_2\text{O}_3 + 3\text{SO}_3$ egyenlet értelmében szulfát-disszociáció zajlik le. A folyamat 800 °C-nál a legintenzívebb. Ezen a szakaszon

A recski coquimbit termikus bomlásának fontosabb lépései
Thermal decomposition of coquimbite from Recsk

I. táblázat – Table I.

No.	mért adatok (bemérés = 520 mg)				számított adatok		
	T(°C-°C)	max.(°C)	Δm(mg)	Δm(%)	Δm(g/mól)	Δm(%)	eltávozik
1	110-220	155	105	20,2	108	19,2	6H ₂ O
2	220-290	240	50	9,6	54	9,6	3H ₂ O
3	620-810	800	225	43,3	240	42,7	3SO ₃
Σ			380	73,1	402	71,5	



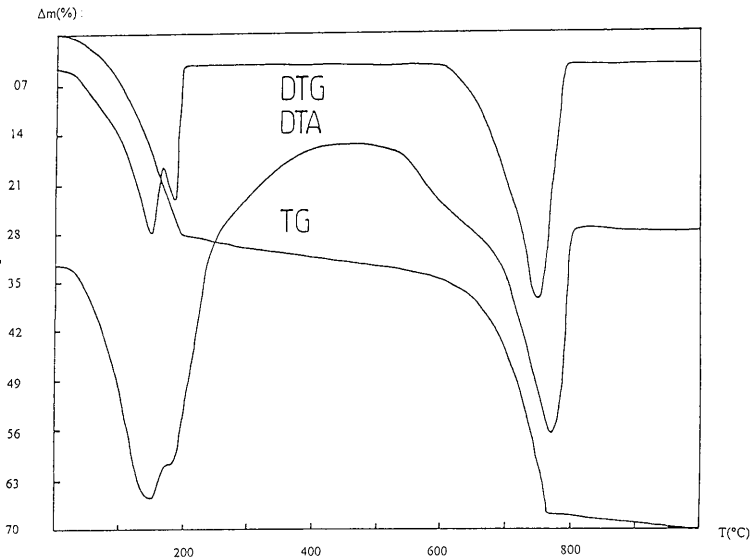
7. ábra. A recskii copiapit ("b" jelű minta) termoanalitikai felvétele

Fig. 7. Thermogram of copiapite from Recsk

A recskii copiapit termikus bomlásának fontosabb lépései
Thermal decomposition of copiapite from Recsk

II. táblázat – Table II.

No.	mért adatok (bemérés = 500 mg)				számított adatok		
	T(°C-°C)	max.(°C)	Δm(mg)	Δm(%)	Δm(g/mól)	Δm(%)	eltávozik:
1	70-170	150	80,0	16,0	198	15,9	11H ₂ O
2	170-230	180	37,5	7,5	90	7,2	5H ₂ O
3	230-290	245	22,5	4,5	54	4,3	3H ₂ O
4	290-360	320	15,0	3,0	45	3,6	2,5H ₂ O
5	480-550	510	5,0	1,0	9	0,7	0,5H ₂ O
6	620-800	770	195,0	39,0	480	38,4	6SO ₃
Σ			335,0	71,0	876	70,0	



8. ábra. A pécsszabolcsi ("c" jelű) minta termoanalitikai felvétele

Fig. 8. Thermogram of the Pécsszabolcs sample

a tömegvesztés 43,3% (240 g/mól), ami a három molekula SO_4 elvesztését jelenti.

Az elméletinél valamivel nagyobb víz és szulfáttartalom, valamint a szulfátlépcső osztoztósága kis mértékű alumínium helyettesítésre utalhat.

Copiapit, Recsk (b). A copiapit bomlása (7. ábra) – a coquimbitéhez hasonló módon – két fő lépésben zajlik le.

A 70–360 °C közötti endoterm csúcsokkal jellemzett vízleadás igen szabdaltságot mutat, melynek négy fő szakasza különíthető el: 70–170 °C között 16% (198 g/mól) tömegvesztés zajlik le, ami 11 molekula víz leadásának felel meg; 170–230 °C között 7,5% (90 g/mól) a veszteség, amely további 5 molekula víz elvesztését jelenti; 230–290 °C között 4,5% (54 g/mól) a tömegvesztés, ez 3 molekula vizet jelent. – 290–360 °C között 3% (45 g/mól) tömegvesztéssel számolhatunk. Ebben a hőmérséklettartományban további 2 molekula víz és egy OH kilépése zajlik le. A maradék OH ion eltávozása 480–550 °C közt észlelhető. Ez 1% (9 g/mól) tömegvesztésűt jelent.

A szulfátdisszociáció itt 620–800 °C között tapasztalható. Ebben a tartományban 39% (480 g/mól) a tömegvesztés, ami 6 molekula SO_3 kilépéséhez köthető.

Az irodalmi adatoktól (AUGUST 1991) való eltéréseket a copiapit mellett valószínűleg jelentős mennyiségben jelenlévő harmadik fázis és a coquimbit hatása okozhatja.

Copiapit-coquimbit-paracoquimbit: Pécsszabolcs, Karolina-völgy (c). Ez a minta mindhárom fázist tartalmazza. Ennek megfelelően a görbék lefutása (8. ábra) az előző két diagramra jellemző görbealakok között helyezkedik el. A DTG és DTA görbék a coquimbit kettős csúcsait tartalmazzák, kevésbé elkülönülő formában. Itt is két fő – endoterm reakciókhoz kapcsolódó – tömegvesztési esemény játszódik le:

50–240 °C közt a vízvesztés két lépésben zajlik: 50–180 °C között 23,1%, 180–240 °C között pedig további 8,3% a tömegvesztés. Ezenkívül 420–580 °C között is észlelhető egy kisebb 1,9%-os tömegvesztés, amely valószínűleg a copiapit OH-leadásának felel meg.

A szulfátdisszociáció 660–800 °C között zajlik le 780 °C-nál levő maximális kitéréssel. A tömegvesztés 37%.

Az ásványfázisok aránya ebben a mintában – az igen hasonló fajlagos víz- és szulfáttartalom miatt – a termikus vizsgálatok alapján nem állapítható meg biztonsággal. A Mössbauer-spektroszkópiai eredményeken alapuló számítások útján azonban a fázisok százalékos aránya tájékoztató pontossággal megállapítható. Ennek értelmében a coquimbit + paracoquimbit/copiapit arány 7,5:1-nek adódik. A 7,5:1 arányú keverék móltömege alapján tehát a fajlagos tömegvesztések és a távozó anyagok mennyiségei megbecsülhetők. E kalkulációk eredményeit a III. táblázat tartalmazza.

Elemi összetétel

A minőségi elemi összetétel meghatározása optikai emissziós és röntgenfluoreszcens színképelemzés segítségével történt. Az optikai emissziós spektrumfelvételek kiértékeléséért NAGY Bélánét (ELTE Kőzetan-Geokémiai Tanszék) illeti köszönet. A minták elemeloszlását (IV. táblázat) elsődlegesen az op-

A pécsi minta termikus bomlásának fontosabb lépései *Thermal decomposition of the Pécsszabolcs sample*

III. táblázat – Table III.

No.	mért adatok (bemérés = 540 mg)				számított adatok		
	T(°C-°C)	max.(°C)	Δm(mg)	Δm(%)	Δm(g/mól)	Δm(%)	eltávozik:
1	50-180	160	125	23,1	144,0	22,4	8H ₂ O
2	180-240	195	45	8,3	54,0	8,4	3H ₂ O
3	420-580	530	10	1,9	13,5	2,1	0,75H ₂ O
4	660-800	780	200	37,0	240,0	37,3	3SO ₃
Σ			380	70,3	451,5	70,2	

A vizsgált vas-szulfátok elemeloszlása az optikai emissziós színképelemzés alapján
Chemical composition of the samples examined by optical emission spectroscopy

IV. táblázat – Table IV.

	Főelem	Járulékos elem	Nyomelem
a: coquimbit-Recsk	Fe	Mg, Si, Ca, Al	Be, As, Cu, Mn, Na, Ni, Ga
b: copiapit-Recsk	Fe	Mg, Si, Ca, Al	Be, As, Cu, Mn, Na, Zn, Ni, Ti
c: coq+cop-Pécs	Fe	Mg, Si, Ca, Al	As, Cu, Mn, Na, Zn, Ni, Pb, Co, Ga

tikai színképelemzés eredményeinek alapján állapítottuk meg. A röntgenfluoreszcens mérések megerősítették a Fe, Cu, Zn, Ni, As, Ga jelenlétét a megfelelő mintákban. A táblázatból kitűnik, hogy a három minta fő- és járulékos elemeit tekintve igen hasonló, míg nyomelem-összetételük csekély mértékben eltér (Be, Pb, Co, Ga, Zn, Ti).

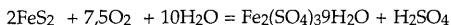
A járulékos elemek közül az Al a vasat helyettesítheti – bár mennyiségét tekintve a helyettesítés mértéke csak korlátozott lehet, a Mg és a Ca szintén a szulfátok (elsősorban a copiapit) szerkezetébe épülhet be. A Si jelenléte feltehetően valamilyen kis mennyiségben jelen lévő szilikátfázishoz köthető.

Mössbauer-spektroszkópia

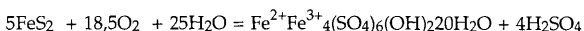
Mössbauer-felvételek a pécsszabolcsi, copiapit-coquimbit-paracoquimbit fázisokat tartalmazó (c jelű) mintáról készültek (WEISZBURG & KUZMANN in press). A copiapit képlet szerinti (ideális, vagyis helyettesítés nélküli) $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+} = 1/4$ arányát figyelembe véve a különböző pozíciókhoz tartozó vonalterületekből kiszámítható, hogy a copiapitban a Fe^{2+} helyen – az optikai színképelemzés által kimutatott – Fe-Mg illetve Fe-Ca helyettesítés mértéke legalább 25%-os. A vonalterületek alapján – tájékoztató pontosságú – becslés adható a coquimbit+paracoquimbit/copiapit arányra vonatkozóan. Eszerint $2(cq + pcq)/4cp = 75,9/20,3$ amiből a $(cq + pcq)/cp = 7,5$ adódik. A coquimbit és paracoquimbit copiapithoz viszonyított együttes aránya a Mössbauer adatok alapján tehát a pécsszabolcsi mintában 7,5:1.

Genetika

A vas-szulfátok kiindulási anyaga feltehetően mindkét lelőhelyen vas-szulfid. A másodlagos folyamatokban nagy szerep juthat a deszcendens oldatok oldószállító hatásának. A szulfátok ezen savas oldatokból kristályosodnak ki – feltehetően több átmeneti tagon keresztül. A kiindulási és végtermékek a következők:



illetve:



A folyamat mindkét lelőhelyen hasonlóan zajlik le, azzal a különbséggel, hogy a Lahócán hidrotermás, Pécsszabolcson pedig üledékes eredetű pirit – illetve markazit – lehet a kiindulási ásvány.

A szulfátok képződése valószínűleg mindkét lelőhelyen recens folyamat. Pécsszabolcson a recens képződést támasztja alá, hogy szulfátkiválások a bányászat során áthalmozott széntörmelék felszínén is megjelennek.

NAGYNÉ MELLES (1964) megfigyelései szerint a szulfátok megjelenése és víztartalma, valamint a kőszéntelep szénültési foka között összefüggés valószínűsíthető. Eszerint a szulfátok megjelenése, ezen belül is a kevesebb kristályvizet tartalmazó fázisok túlsúlya nagyobb szénültési fokot jelez. Ennek értelmében tehát mind pl. az András-akna szomolnokitos, mind a szászvári telep melanterites ásványosodással jellemezhető kőszene (NAGYNÉ 1964) nagyobb szénültési fokú a coquimbit–paracoquimbit–copiapit paragenézist hordozó kőszekenél.

Összefoglalás

A Recsk-Lahócáról származó szulfátos kivirágzás elemzése új magyarországi ásványfaj megismeréséhez vezetett. Ez az ásványfaj a *coquimbit* $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_39\text{H}_2\text{O}$. Ebben a mintában a coquimbit mellett *copiapit* $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_4(\text{SO}_4)_6(\text{OH})_220\text{H}_2\text{O}$ is megtalálható, valamint egy harmadik fázis, amelynek megítélése további vizsgálatokat igényel.

A Pécsszabolcsról hozott minták a – recskiekben is megtalálható – copiapit és coquimbit mellett a Magyarországról eddig szintén ismeretlen *paracoquimbit* $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_39\text{H}_2\text{O}$ fázist rejtik magukban.

A recski coquimbit általában tömeges megjelenésű, a pásztázó elektronmikroszkóp segítségével megfigyelt néhány kristály hexagonális táblás termetű. A kristályok mérete 200–300 μm . A copiapit pásztázó elektronmikroszkóp segítségével szintén jól látható, mintegy 50 μm méretű kristályok formájában jelentkeznek. A harmadik – ismeretlen – fázist ezzel a módszerrel nem lehetett azonosítani.

A pécsi minta ásványai szintén tömeges megjelenésűek. Itt – a copiapitot kivéve – elektronmikroszkóppal sem sikerült fejlett kristályokat megfigyelni.

Az ásványfázisok azonosításához elsődlegesen felhasznált röntgen-pordiffraktometria – a recski ismeretlen fázis kivételével – egyértelmű, az irodalmi adatokkal jól egyező eredményeket szolgáltatott. Az elsősorban irodalmi hézagpótlás célját szolgáló termikus vizsgálatok eredményei a FANG & ROBINSON által 1970–71-ben közzétett szerkezeti jellegeket, és a termikus irodalmi adatokat (FÖLDVÁRINÉ 1958; FÖLDVÁRI 1986; AUGUST 1991) jól követik. Az elemi összetétel minőségi megállapítását célzó színképelemzési eljárások eredményei igazolják a két domináns Fe-ásvány jelenlétét, nem utalva jelentősebb Fe-Al, Fe-Mg, Fe-Ca

helyettesítésre. A Mössbauer-spektroszkópai vizsgálat eredményei megerősítik ezt a megfigyelést. Ugyancsak ez a módszer tette lehetővé a pécsszabolcsi minta coquimbit + paracoquimbit/copiapit arányának a becslését, mely 7,5/1-nek adódott.

A coquimbit-copiapit-paracoquimbit ásványegyüttes megjelenése másodlagos folyamatok eredménye. Képződésük mindkét lelőhelyen a primer Fe-szulfidokat elbontó fluidumokhoz kötődik.

Felhasznált műszerek, felvételi körülmények

A morfológiai leíráshoz igénybevett elektronmikroszkópos felvételek HITACHI 2360-N típusú, változtatható vákuumú mintatérrel rendelkező pásztázó elektronmikroszkóp segítségével készültek backscatter elektron-detektor használatával az ELTE Növény-szervezetan Tanszékén.

A diffrakciós felvételek az ELTE Ásványtani Tanszékének SIEMENS D-500 típusú diffrakciós berendezésével készültek a következő paraméterek mellett: Cu cső 41 kV gyorsítófeszültséggel és 20 mA csőárammal, másodlagos grafit kristály monokromátor, 2 fok/p goniométersebesség, 2 cm/p papírsebesség, és 1000 imp/p érzékenység.

A termikus vizsgálatok az ELTE Kőzetan–Geokémiai Tanszékének MOM derivatográfjával készültek (TG érzékenység = 500, felfűtési hőmérséklet = 1000 °C). Az optikai színeképek Zeiss Q-24 kvarcspektrográffal, váltóáramú ívgerjesztéssel grafit ill. Al elektródok között készültek az ELTE Kőzetan–Geokémiai Tanszéken.

A röntgen-színeképek SIEMENS F-típusú spektrométerrel levegőn készültek (Au cső, 50 kV gyorsítófeszültség, 24 mA csőáram, 1000 imp/p érzékenység, LiF analizátorkristály, szcintillációs számláló, 6 cm/p papírsebesség) az ELTE Ásványtani Tanszékén.

Köszönetnyilvánítás

Mindenekelőtt köszönettel tartozom dr. WEISZBURG Tamásnak munkám során nyújtott önzetlen segítségéért, és jótanácsaiért. Köszönet illeti ezenkívül dr. FÖLDEVÁRI Máriaát a termikus diagramok értelmezéséhez nyújtott segítségéért, dr. LOVAS Györgyöt a szimulált röntgen-diffraktogramok elkészítéséért, NAGY Bélánét az optikai színeképek kiértékeléséért, valamint a következő személyeket, amiért munkájukkal, hasznos tanácsaikkal elősegítették ennek a publikációnak az elkészültét: BAROSSNÉ SZÓNYI Angéla, BERTÖK Tibor, dr. BUDA György, GAUL Réka, prof. GYURJÁN István, JÓZSA Sándor, KAPCSOS Tímea, dr. KRISTÓF Zoltán, NÉMETH Lajos, PÁLFFY Ernőné, RUDNYÁNSZKY Lívია, SZAKMÁNY György, TÓTHNÉ KIRÁLY Judit, ZEMPLÉN Rita.

Irodalom - References

- AUGUST, C. 1991: The determination of hydrated sulphates in the weathered crystalline rocks by means of thermal analysis. – *Lecture Notes in Earth Sciences* 38, 102–108, Springer-Verlag, New-York–Berlin–Heidelberg.
- FANG, J.H., ROBINSON, P.D. 1970: Crystal structures and mineral chemistry of hydrated ferric sulphates. The crystal structure of coquimbite. – *Am. Miner.* 55, 1534–1540.
- FANG, J.H., ROBINSON, P.D. 1971: Crystal structures and mineral chemistry of hydrated ferric sulphates. The crystal structure of paracoquimbite. – *Am. Miner.* 56, 1567–1572.
- FÖLDVÁRINÉ VOGL, M. 1958: A differenciális termikus elemzés szerepe az ásványtanban és a földtani nyersanyagkutatásban. – 62–66, Műszaki Könyvkiadó, Budapest.
- FÖLDVÁRI M. 1986: A földtani kutatásban alkalmazott termoanalitikai módszerek. – *Módszertani közlemények*, 1, 44–48, MÁFI, Budapest.
- GIESTER, G., MILETICH, R. 1995: Crystal structure and thermal decomposition of the coquimbite-type compound $Fe_2(SO_4)39H_2O$. – *N. Jb. Miner. Mh.* 211–223.
- GOLDSCHMIDT, V. 1913: Atlas der Kristallformen 2, p. 242. – Carl Winters Universitätsbuchhandlung, Heidelberg.
- HINTZE, C. 1930: Handbuch der Mineralogie. I/3, 2, 4395–4397 (Verlag von Veit, Comp, Berlin-Leipzig).
- IVANOVA, V.P. 1961: Termogrammi mineralov. [Thermograms of minerals] Zapiszki Vseszojuznovo Mineralogicseszkoivo Obszeszvtva. – 1, 50–91. Izdatelsztvo Akademii Nauk, Moszkva–Leninigrád.
- KOCH, S. 1985: Magyarország ásványai. p. 276, Akadémiai Kiadó, Budapest.
- KODRA, M., et.al. 1986: Topograficka Mineralógia Slovenska p. 185, 264, 271, 1139, 1140, 1188, Veda Vydovatelstvo Slovenskej Akadémie Vied, Bratislava.
- LANGIER-KUZNIAROWA, A. 1967: Termogramy mineralow ilastich p. 290–305, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- LÁDA, Á. 1956: A komlói kőszénösszet – *MÁFI Évkönyv* 45/1, 7–34.
- NAGYNÉ MELLE, M. 1964: A mecseki alsóliász kőszénösszet északi területének ásványtani vizsgálata. – *Földtani Közlöny* 95/1, 62–66.
- SZAKÁLL, S., FÖLDVÁRI, M., PAPP, G., KOVÁCS-PÁLFFY, I., KOVÁCS, Á. (in press): Secondary sulphates from Hungary. – *Acta Miner. et Petr.*, Szeged.
- SZAKÁLL, S., GATTER, I. 1993: Magyarországi ásványfajok 135 p, Fair System Kft, Miskolc.
- SZAKÁLL, S., JÁNOSI, M. 1996: Minerals of Hungary. – *Topographia Mineralogica Hungariae* IV. 60–6, Herman Ottó Múzeum, Miskolc.
- UDUBASA, Gh., ILINCA, Gh. MARINCEA, St., SABAU, G., RADAN, S. 1992: Minerals in Romania: The state of art 1991. – *Romanian Journal of Mineralogy*, 75, 1–51.
- WEISZBURG, T.G., KUZMANN, E. (in press): Mössbauer spectroscopy of copiapite, coquimbite and paracoquimbite from Hungary. – *Acta Miner. et Petr.*, Szeged.
- A kézirat beérkezett: 1997. 09. 22.*

Táblamagyarázat – Explanation of plates

I. tábla – Plate I

1. Vasszulfátok kivirágzása. Pécsszabolcs, Karolina-völgy.
Sulphate efflorescences. Pécsszabolcs, Karolina valley
2. Coquimbit kristályok. Recsk-Lahóca. (Pásztázó elektronmikroszkópos felvétel)
Coquimbite crystals from Recsk (scanning electron micrograph).

II. tábla – Plate II

1. Coquimbit kristály. Recsk-Lahóca. (Pásztázó elektronmikroszkópos felvétel)
Coquimbite crystal from Recsk (scanning electron micrograph)
2. Coquimbit kristály. Recsk-Lahóca (Pásztázó elektronmikroszkópos felvétel)
Coquimbite crystal from Recsk (scanning electron micrograph)

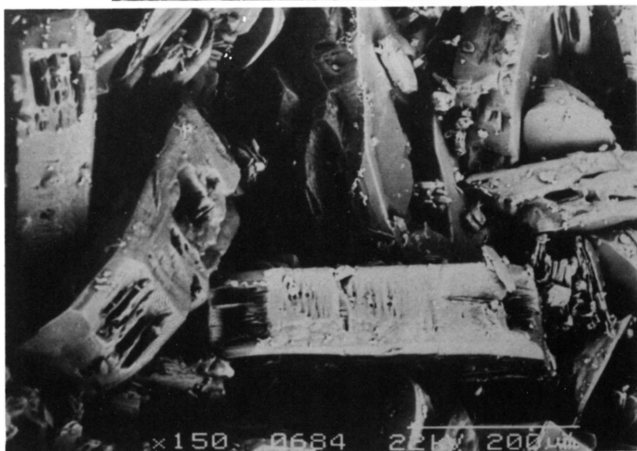
III. tábla – Plate III

1. Copiapit kristályok. Recsk-Lahóca. (Pásztázó elektronmikroszkópos felvétel)
Copiapite crystal from Recsk (scanning electron micrograph)

I. tábla – Plate I

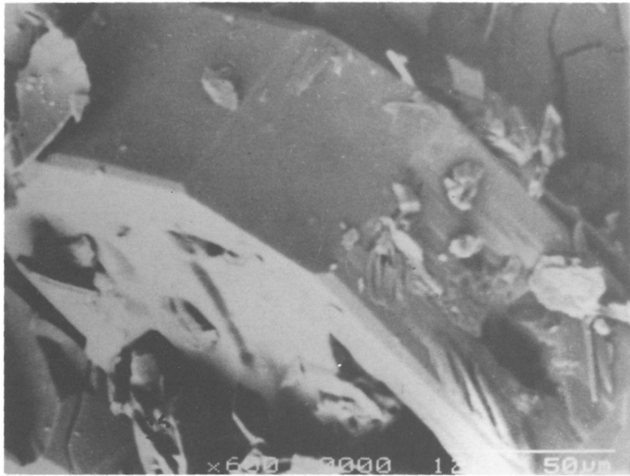


1

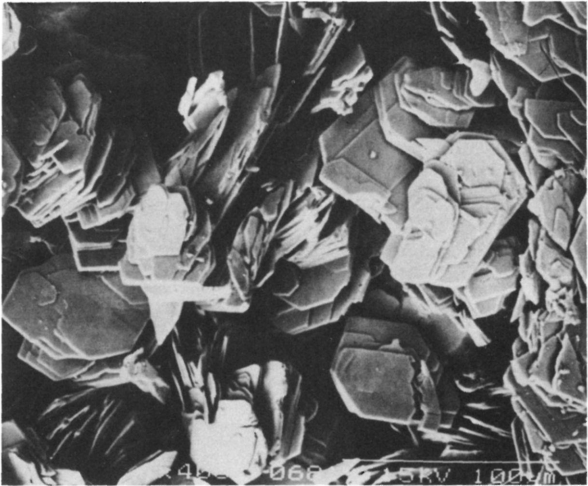


2

II. tábla – Plate II.



III. tábla – Plate III.



1

A dunántúli peridotit xenolitok karbonátjainak eredete stabilizotóp-vizsgálatok alapján

A stable isotope study on the origin of carbonate in peridotite xenoliths in the Transdanubian Range, Hungary

DEMÉNY Attila¹ – EMBEY-ISZTIN Antal²
(5 ábra, 1 táblázat)

Abstract

Peridotite xenoliths originated from the upper mantle are frequently found in the late Miocene–Pliocene–Pleistocene alkaline basaltic rocks of the Balaton Highland. The geochemical characteristics of the xenoliths reflect the effects of partial melting and mantle metasomatism. The xenoliths frequently show carbonatization. The presence of magmatic carbonate would bear implications on mantle fluids and metasomatism, whereas the formation of secondary carbonate is just related to rock alteration. In order to distinguish between these possibilities, stable carbon and oxygen isotope compositions of carbonates in the xenoliths from Gérce and Mindszentkállya have been investigated. The data support the process of secondary carbonate formation due to meteoric water influence. The carbon isotope compositions (from -12.79‰ to -10.13‰) agree with that of dissolved carbon in local groundwaters. According to the oxygen isotope compositions (from 22.14‰ to 22.52‰), the carbonates would be in equilibrium with either present-day or Pleistocene meteoric waters.

Manuscript received: 15. 05. 1997

Összefoglalás

A Balaton-felvidék késő miocén–pliocén–pleisztocén alkáli bázisos vulkanitjaiban gyakoriak a felsőkőpeny-eredetű peridotit zárványok (xenolitok). A zárványok geokémiai jellemzői a parciális olvadás és kőpenymetaszomatózis hatását tükrözik. Emellett a xenolitokra változó mértékű karbonátosodás jellemző. Magmás karbonát jelenléte a kőpenyeredetű fluidumok genetikájára, a metasomatikus folyamatokra utalhat, míg a másodlagos karbonát képződése pusztán a kőzet átalakulásának következménye. Ennek eldöntésére Gérce és Mindszentkállya feltárásaiból származó xenolitok karbonátjának stabil szén- és oxigénizotóp-összetételét vizsgáltuk meg. Az adatok a másodlagos, a felszíni csapadékvíz hatására bekövetkező karbonátosodást támasztják alá. A karbonát szénizotóp-összetétele (-12,79‰-tól -10,13‰-ig) a talajvíz oldott széntartalmára jellemző $\delta^{13}\text{C}$ -tartományba esik. Az oxigénizotóp-összetételek (22,14‰-tól 22,52‰-ig) alapján a karbonát a feltételezett évi középhőmérsékletek és a vizek $\delta^{18}\text{O}$ értékei figyelembevételével mind jelenkori, mind pleisztocén kori csapadékvízzel egyensúlyban lehetett.

¹Magyar Tudományos Akadémia Geokémiai Kutató Laboratóriuma, Budapest, Budaörsi út 45, H-1112

²Magyar Természettudományi Múzeum, Ásvány- és Kőzettár, Budapest, Ludovika tér 2, H-1431 Pf. 137

Bevezetés és földtani háttér

Késő miocén–pliocén–pleisztocén alkáli bazalt lávaömlések és tufaszórások már régóta jól ismertek az egész Kárpát-medencében (Gráci-medence, Burgenland, Kisalföld, Balaton-felvidék, Nógrád-Gömör, Selmecbánya környéke, az erdélyi Bánát és Persányi-hegység). Az alkáli bázisos lávák keletkezését a köpeny diapíros megemelkedése segítette elő, melynek következtében a köpeny asztenoszférajában részleges megolvadás történt. A legújabb nyomelem- és izotópgeokémiai vizsgálatok a lávák uralkodóan asztenoszféra-jellegét igazolták, helyenként arra is van bizonyíték, hogy az asztenoszféra-komponenshez egy másik, a köpeny litoszférajából származó komponens is keveredett (EMBEY-ISZTIN et al. 1993; EMBEY-ISZTIN & DOBOSI 1995).

Az alkáli bázisos olvadékok illókbán gazdagok, ennek következtében keletkezésük után, más lávákhoz képest, sokkal gyorsabban kerülnek a felszínre és a robbanásos kitörések, tufaszórások és salakkúpok is gyakoriak. A robbanásszerű kitörések következtében az alkáli bázisos kőzetek viszonylag gyakran szállítanak a felszínre mélybeli mellékkőzetekből leszakított kőzetzárványokat (xenolitokat), melyek egy része a köpeny-litoszférából, más része az alsó és a felső kéregből származik. A xenolitok véletlenszerűen kerülnek a feltörő magmába és a magmakeletkezés helyétől a felszínig tartó szelvény bármely részéről származhatnak.

A Pannon-medence nyugati részén, a Balaton-felvidéken, gyakoriak a köpenyszármazású peridotit xenolitok (pl. EMBEY-ISZTIN 1976a; 1976b; 1978; 1984; EMBEY-ISZTIN et al. 1989; KURAT et al. 1991; DOWNES et al. 1992) és ritkábbak az alsókéregből származó granulitzárványok (EMBEY-ISZTIN et al. 1990; EMBEY-ISZTIN & SCHARBERT 1988; KEMPTON et al. 1997). A felsőkéregből eredő xenolitok (paleozoos, mezozoos és kainozoos üledékes, magmás és metamorf kőzetek) a tufákban általánosan elterjedtek (EMBEY-ISZTIN & SCHARBERT 1988; EMBEY-ISZTIN et al. 1990).

A peridotit xenolitok a Balaton-felvidéken a felsőköpeny spinell peridotit stabilitási zónájából származnak, kőzetalkotó ásványai a forszterit-gazdag olivin, az enstatit-gazdag ortopiroxén, a diopszid-gazdag klinopiroxén és az Al-Cr spinell. E négy fázishoz ritkábban egy víztartalmú fázis, a pargazitos amfibol is társulhat (EMBEY-ISZTIN 1976a; KURAT et al. 1980). A xenolitok szöveti jellemzői felvilágosítást adnak a köpeny tektonikai állapotáról, mely a szöveti elemzések alapján az alig tektonizált zónáktól az erősen tektonizált, teljesen átkristályosodott zónáig változik (EMBEY-ISZTIN 1984). A peridotit xenolitok részletes geokémiai és ásványtani vizsgálata kimutatta, hogy bazaltos komponensben többé kevésbé elszegényedett kőzetekről van szó, ami parciális megolvadás és az olvadék szegregálódásának lehet a következménye. A nyomelemek gyakoriságának törvényszerűségeiből azonban az is kiderült, hogy a parciális megolvadás után a köpenyben metasomatikus elemeldúsulás is bekövetkezett (EMBEY-ISZTIN et al. 1989; DOWNES et al. 1992). A szöveti és geokémiai vizsgálatok összevetéséből pedig levonhatjuk azt a következtetést, hogy a metasomatikus elemeldúsulás az erősen tektonizált zónákban jött létre. Ezek a deformált



1. ábra. A vizsgált xenolitok lelőhelyei

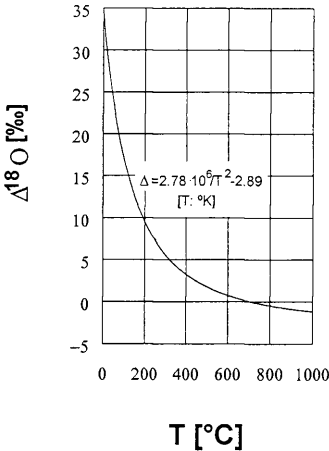
Fig. 1. Localities of the studied xenoliths.

zónák nyilvánvalóan szállító csatornáként szolgáltak az elemvándorlás számára (DOWNES 1990).

A peridotit xenolitok egy részén olyan ásványosodást is megfigyelhetünk, mely már első közelítésben is másodlagos eredetűnek tűnik és nehezen lehetne kapcsolatba hozni a felsorolt köpenyfolyamatok bármelyikével. A jelen tanulmányban vizsgált lelőhelyeken (1. ábra), Szigligeten és Gércén nem ritkák a karbonátosodott peridotit xenolitok, Mindszentkállán pedig kizárólag csak erősen karbonátosodott xenolitokat találtunk. Szigliget egyes részein a peridotit xenolitok teljesen épek, de gyakori, hogy e zárványokat karbonátos réteg vonja be. Másutt viszont maga a zárvány is karbonátosodott. A peridotitot alkotó fázisok közül egyértelműen az olivin a legérzékenyebb a karbonátosodásra és miután ennek az ásványnak a részaránya $> 55\text{--}60\%$, a karbonátosodás mértéke jelentős lehet. A mindszentkálai xenolitokban pl. az olivint teljesen kiszorította a karbonát, miközben megőrizte annak szemcsealakját. A piroxének jó része és a spinell teljes egészében ép maradt. Gércén a karbonátosodás ritkább és intenzitása is kisebb volt, mivel az olivinek még a legkarbonátosabb kőzetből sem tűntek el teljesen. A karbonát mindegyik xenolit esetében kalcit.

A karbonátok eredetére nézve három lehetőséget lehet számba venni:

(1) A xenolitok köpenyeredetű karbonátot tartalmaznak. A köpeny peridotitja metasomatikus olvadákvándorlás hatására jelentős mértékű karbonátosodást szenvedhet, amely a karbonátosodott kőzet kémiai összetételében is megjelenik



2. ábra. A kalcit-víz oxigénizotóp-frakcionáció hőmérsékletfüggése (O'NEIL et al. 1969; FRIEDMAN & O'NEIL 1977 által korrigálva)

Fig. 2. Calcite-water oxygen isotope fractionation as a function of temperature (O'NEIL et al. 1969 recalculated by FRIEDMAN & O'NEIL 1977)

a karbonát eredetére jellemző, míg az oxigénizotóp-összetétel a karbonáttal izotópos kölcsönhatásban levő oxigénrezervoár (karbonát olvadék esetében a szilikátos magma, másodlagos karbonát esetén a karbonátosodást létrehozó fluidum) oxigénizotóp-összetételétől és a kölcsönhatás hőmérsékletétől függ. Így a primér karbonátok oxigénizotóp-összetétele a köpeny $\delta^{18}\text{O}$ értékéhez (5,5–5,7‰, ITO et al. 1987; MATTEY et al. 1994) közel, kb. 6–10‰ között szór (TAYLOR et al. 1967; DEINES 1989), míg a másodlagos karbonátok $\delta^{18}\text{O}$ értékét alapvetően a kalcit-víz frakcionáció határozza meg (2. ábra). Az ábrán látható, hogy kis hőmérsékleten a frakcionáció értéke megnő, ezért a karbonátoknál pozitívabb $\delta^{18}\text{O}$ értékű karbonát válik ki.

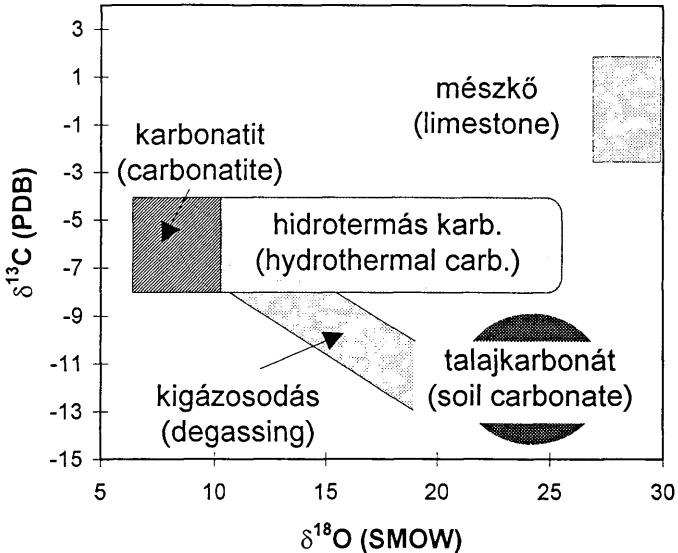
A szénizotóp-összetételek figyelembevételével a különböző eredetű karbonátok egymástól elkülöníthetők (3. ábra). A peridotitokban várható primér karbonát viszonylag szűk összetételi tartományba esik (TAYLOR et al. 1967; DEINES 1989). A magmás fluidumból kiváló kalcit szénizotóp-összetétele a magmás értékeket tükrözi, míg az oxigénizotópos eltolódás mértéke a kiválás hőmérsékletétől függ. Ugyanakkor a magmás fluidum kigázosodásával az oldott CO_2 szénizotóp-összetétele negatív irányba tolódik el (lásd pl. DEMÉNY & HARANGI 1996). Ezzel szemben a felszíni csapadékvíz a légkörből és biológiai aktivitásból származó oldott CO_2 -t, valamint üledékes karbonátközetek (lásd HOEFS 1973)

(IONOV et al. 1993, KOGARKO et al. 1995). A karbonátos olvadék általi metasomatózis esetenként nem hoz létre karbonátosodást, ún. rejtett metasomatózissal a nyomelemek eloszlását befolyásolja (RUDNICK et al. 1993). A metasomatizáló karbonátos olvadék lehet primér köpenyeredetű, de származhat szubdukált kéreganyag mobilizációjából is (NELSON et al. 1988; BARKER 1996).

(2). Lévén, hogy az alkáli bazaltos magma szintén tartalmazhat jelentős mennyiségű oldott CO_2 -ot (BAILEY & HAMPTON 1990), a jelen tanulmányban vizsgált xenolitokat szállító bazalthoz kapcsolódó fluidumok szintén okozhattak karbonátosodást.

(3) Csapadékvíz hatására történő karbonátosodás.

Annak eldöntéséhez, hogy a három folyamat közül melyik okozhatta a xenolitok karbonáttartalmának létrejöttét, stabilizotóp vizsgálatok adatai adhatnak hasznos segítséget. A karbonátok szénizotóp-összetétele elsősorban



3. ábra. A jelen tanulmány szempontjából fontos karbonáttípusok szén- és oxigénizotóp-összetételei (‰-ben). Az adatok forrását lásd a szövegben

Fig. 3. Carbon and oxygen isotope compositions of carbonates that are important with respect to the present study. Sources of data are in the text.

oldódásából származó bikarbonátot tartalmazhat (SACKET & MOORE 1966; FRITZ et al. 1989; ALPERS et al. 1990), ezért $\delta^{13}\text{C}$ értéke +2 és -27‰ között változhat, általában -7 és -12‰ körüli értéket mutat. A talajban kivált karbonát ezért ezt az izotópösszetételt mutatja. Mint látható, a felszíni kiválású és a magmás hidrotermás eredetű karbonát izotópösszetételei átfedést mutathatnak, ezért az értékeléshez egyéb, geológiai bizonyítékokat is figyelembe kell venni. Mindazonáltal a felszíni mállásból eredő és a köpenyeredetű karbonát nagy biztonsággal elkülöníthető. A másodlagos karbonát a zárványok szempontjából nem hordoz genetikai információt. Ezzel szemben a primér karbonát jelenléte a köpenyben lejátszódó metasomatikus folyamatokra utalhat. Ebben a rövid tanulmányban stabilizotópos elemzések segítségével próbálunk meg választ adni a karbonátosodás okaira és eredetére.

Alkalmazott módszerek

A feltárások a MCCREA (1950) által kifejlesztett módszerrel, a karbonátnak vízmentes foszforsavval vákuumban történő reakciójával történtek. A keletkező CO₂-t vákuumdesztillálással (-80 °C-os alkohol csapdán való keresztülvezetéssel) tisztítottuk meg a szintén felszabaduló H₂O-tól, majd cseppfolyós levegő hőmérsékletén mintapalackokba fagyasztottuk. A CO₂-ben a ¹³C/¹²C és ¹⁸O/¹⁶O arányokat egy Finnigan MAT delta S stabilizotópmérő tömegspektrométerrel határoztuk meg, és a PDB (Pee Dee Belemnite) és a V-SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) standardokhoz viszonyítva ‰-ben adjuk meg az alábbi összefüggés alapján:

$$\delta = (R1/R2 - 1) \times 1000,$$

ahol R1 és R2 a standardban, illetve a mintában mért izotóparány. A mérések pontossága jobb, mint $\pm 0,2\%$. A Harding Iceland Spar javasolt standardon a mérési sorozatban mért értékek: $\delta^{13}\text{C} = -4,69\%$, $\delta^{18}\text{O} = 11,87\%$ (elméleti értékek: $\delta^{13}\text{C} = -4,80\%$, $\delta^{18}\text{O} = 11,78\%$, LANDIS 1983).

Eredmények és értékelés

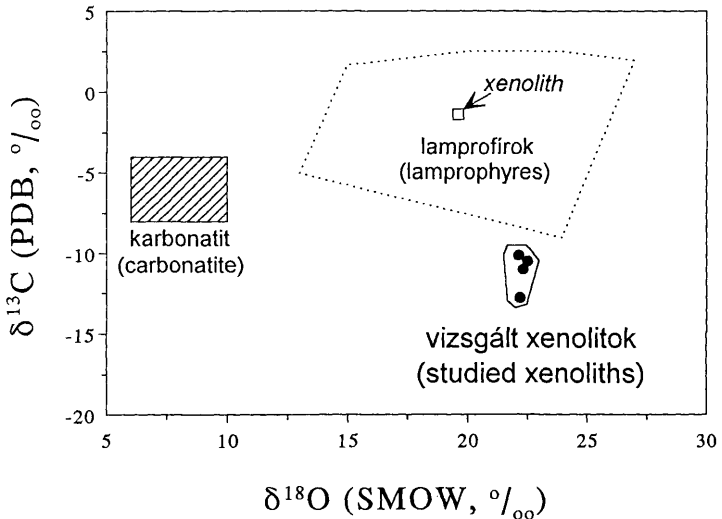
A vizsgált zárványok karbonátjának szén- és oxigénizotóp-összetélteli adatait az I. táblázatban soroltuk fel, valamint a 4. ábrán ábráztuk. Mivel egyéb dunántúli alkáli bázisos kőzetekben szintén ismert a karbonátosodás hatása, kézenfekvőnek tűnik az ezen kőzetekről nyert adatokkal történő összehasonlítás. Ezért a 4. ábrán

Dunántúli bazaltok köpenyeredetű xenolitjaiban levő karbonát szén- és oxigénizotóp-összetélteli. Az adatokat a PDB, illetve a V-SMOW standardhoz viszonyítva ‰-ben adjuk meg

Stable carbon and oxygen isotope compositions of carbonates in mantle-derived xenoliths from Transdanubian basalts. The values are given in ‰ relative to PDB and V-SMOW.

I. táblázat – Table I.

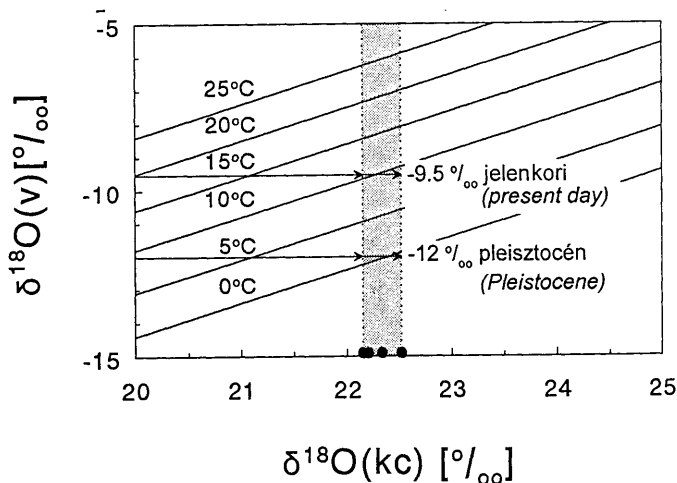
	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
M-1001 Mindszentkállya. Nagyon finomszemcsés, ekvigranuláris szövetű Cr-diopszidban gazdag kőzet. Eredetileg lherzolit lehetett. A kalcit az olivint teljesen kiszorította <i>Very-fine grained Cr-diopside-rich rock with equigranular texture. Originally lherzolite. Complete replacement of olivine by calcite</i>	-10.13	22.14
M-1003 Mindszentkállya. Finomszemcsés, ekvigranuláris szövetű kőzet. Az olivin kalcitá alakult át <i>Fine-grained rock with equigranular texture. Complete replacement of olivine by calcite</i>	-10.51	22.52
M-1005 Mindszentkállya. Középszemcsés, ekvigranuláris szövetű kőzet. Az olivin kalcitosodott <i>Medium-grained rock with equigranular texture. Complete replacement of olivine by calcite.</i>	-11.01	22.33
G-1005 Gércé. Finomszemcsés poikilit szövetű harzburgit. A spinell kis zárványoszemcséket alkot az olivinben és az ortopiroxénben. Klinopiroxénben nagyon elszegényedett. <i>Fine-grained harzburgite of poikilitic texture with small spinel inclusions in olivine and orthopyroxene. Clinopyroxene in subordinate amounts. Olivine is partially replaced by calcite</i>	-12.79	22.20



4. ábra. A vizsgált xenolitok karbonátjának szén- és oxigénizotóp-összetételei. Összevetésképpen a Dunántúli-khg. mezozoos lamprofirjaiban levő karbonát (DEMÉNY et al. 1994) és karbonátosodott xenolit (DEMÉNY 1992), valamint a primér karbonatitok összetételeit (TAYLOR et al. 1967; DEINES 1989) is feltüntettük

Fig. 4. Carbon and oxygen isotope compositions of the studied xenoliths. Compositions of Mesozoic lamprophyres of the Transdanubian Range (DEMÉNY et al. 1994), a mantle xenolith from a lamprophyre (DEMÉNY 1992) and the field of primary carbonatites (TAYLOR et al. 1967; DEINES 1989) are also shown for comparison

feltüntettük a primér karbonatitok, a magmás karbonátot tartalmazó dunántúli mezozoos lamprofirok és a budaligeti lamprofir telérből gyűjtött karbonátosodott xenolit (DEMÉNY 1992; DEMÉNY et al. 1994) összetételi tartományait is. Az ábrán látható, hogy a triász mészkőbe hatolt lamprofirban talált köpenyxenolit karbonátjának összetétele jelentősen eltér a vizsgált xenolitok adataitól. A mért $\delta^{13}\text{C}$ adatok felszíni eredetű CO_2 , vagy kigázosodáson keresztülment magmás fluidum CO_2 -tartalmának hatására kivált karbonátra utal. Ilyen magmás fluidumból kivált karbonátot tartalmaznak pl. a mecseki alkáli bazalt sorozat egyes lávaközetei, viszont a mecseki kőzetek esetében a szubvulkáni alkáli bazalt testekben nagy hőmérsékleten kikristályosodott magmás karbonát ocellumok is előfordulnak (DEMÉNY & HARANGI 1996). Mivel a jelen tanulmányban vizsgált xenolitokat környező bazaltban nem jellemző a magmás karbonát jelenléte, ezért ilyen magmás fluidum jelentős hatása nem valószínű.



5. ábra. Kalcittal (kc) különböző hőmérsékleten egyensúlyban levő víz (v) oxigénizotóp-összetétele O'NEIL et al. 1967; FRIEDMAN & O'NEIL 1977 által korrigálva) egyenlete alapján. További részletek a szövegben

Fig. 5. Oxygen isotope composition of water (v) in equilibrium with calcite (kc) using the equation of O'NEIL et al. 1967) recalculated by FRIEDMAN & O'NEIL (1977). See text for further details

Sokkal valószínűbb a felszíni csapadékvizek hatására történő karbonátosodás. A $\delta^{13}\text{C}$ adatok megfelelnek a hazai talajvíz szénizotóp-összetételének (DEÁK 1979). A következő eldöntendő kérdés az, hogy a mért $\delta^{18}\text{O}$ értékek összhangban vannak-e a feltételezhető csapadékvíz-összetételekkel. Ennek vizsgálatára ábráztuk a karbonátokkal különböző hőmérsékleten izotópegyensúlyban levő víz oxigénizotóp-összetételét (5. ábra). Az ábra alapján a karbonát jelenkori (átlagos $\delta^{18}\text{O}$ kb. $-9,5\text{‰}$) vagy pleisztocén korú (átlagos $\delta^{18}\text{O}$ kb. -12‰) csapadékvizzel kb. 10, illetve kb. 0 °C-on lenne egyensúlyban. Ez a hőmérsékleti tartomány nagyjából megfelel a kérdéses időszakokra a csapadékvíz $\delta^{18}\text{O}$ adatából számítható évi középhőmérsékletnek (FÓRIZS 1995).

Jóllehet a karbonátosodás korára vonatkozó adatunk nincs, összefoglalás-ként megállapíthatjuk, hogy a Balaton-felvidéki bazaltok köpenyzárányaiban levő karbonát nem magmás eredetű, hanem valószínűleg a zárványok felszíni mállása során keletkezett. Ezért a magmás kőzetképződésre vonatkozó genetikai információt nem hordoz.

Köszönetnyilvánítás

Köszönetünket fejezzük ki a FÓRIZS István és SZABÓ Csaba által készített lektori bírálatokért, melyekkel hozzájárultak a tanulmány színvonalának emeléséhez. A bemutatott munka az Országos Tudományos Kutatási Alap (OTKA T 014968) támogatásával jött létre.

A stable isotope study on the origin of carbonate in peridotite xenoliths in the Transdanubian Range, Hungary

Attila DEMÉNY – Antal EMBEY-ISZTIN

Introduction

Late Miocene, Pliocene and Pleistocene alkali basaltic lava flows and tuffs derived from the partial melting of the asthenospheric mantle are frequent in the Transdanubian Range. Based on trace element and isotope geochemical studies, it is apparent that the magmas were contaminated by a lithospheric component (EMBEY-ISZTIN et al. 1993; EMBEY-ISZTIN & DOBOSI 1995). Due to the highly volatile contents characteristic of alkaline basaltic magmas, the eruptions were explosive, and thus the lavas carried large amounts of peridotitic and crustal xenoliths. In the Balaton Highland peridotitic xenoliths are especially frequent (EMBEY-ISZTIN 1976a, 1976b, 1978, 1984; EMBEY-ISZTIN et al. 1989; KURAT et al. 1991; DOWNES et al. 1992) compared to the amount of granulitic fragments (EMBEY-ISZTIN et al. 1990; EMBEY-ISZTIN & SCHARBERT 1988; KEMPTON et al. 1997). Fragments of upper crustal rocks are generally found in tuffs.

The peridotite xenoliths derive from the spinel peridotite stability zone which consists of forsterite-rich olivine, enstatite-rich orthopyroxene, diopside-rich clinopyroxene and Al-Cr spinel. Pargasitic amphibole occurs sporadically. The textures of the peridotite xenoliths vary from unsheared to sheared and completely recrystallized ones (EMBEY-ISZTIN 1984). Geochemical and mineralogical investigations indicate that the peridotites have undergone depletion during partial melting and melt separation followed by metasomatic enrichment (EMBEY-ISZTIN et al. 1989; DOWNES et al. 1992).

Some of the xenoliths show mineralizations that seem to be independent of the mantle processes. Carbonatized xenoliths are frequent in Szigliget and Gérce, whereas the xenoliths of Mindszentkállya are all carbonatized. Some fresh peridotite xenoliths of Szigliget are covered by secondary carbonate. As a general rule, olivine is most sensitive to alteration. The olivine grains are totally pseudomorphosed by carbonate in the Mindszentkállya rocks, whereas olivine is partially preserved in the xenoliths of Gérce. The carbonate is always calcite.

Three possibilities should be evaluated for the origin of the carbonate:

(1) Mantle-derived carbonate. Mantle peridotite may suffer carbonatite metasomatism, which also appears in its chemical composition (IONOV et al. 1993; KOGARKO et al. 1995; RUDNICK et al. 1993). The carbonatite melt may be juvenile or it could be a result of the mobilisation of subducted crustal material (NELSON et al. 1988; BARKER 1996).

(2) Hydrothermal carbonate. Owing to the highly volatile contents of alkaline basaltic magmas (BAILEY & HAMPTON 1990), the carbonatization of the xenoliths might have been brought about by fluids related to the host basalt.

(3) Weathering. Infiltration of meteoric water could have caused the alteration of the xenoliths thus resulting in the formation of secondary carbonate.

Stable isotope ratio determinations can provide essential data for making a distinction between these processes. In general, carbon isotope compositions are characteristic of the origin of the carbonates; on the other hand, the oxygen isotope compositions depend on the isotopic composition of the oxygen reservoir with which the carbonate was in equilibrium, and on the temperature of isotope exchange. Thus primary carbonatites have O isotope compositions (6–10‰, TAYLOR et al. 1967; DEINES 1989) close to that of the silicate mantle (5.5–5.7‰, ITO et al. 1987; MATTEY et al. 1994); on the other hand the $\delta^{18}\text{O}$ values of secondary carbonates are more positive, depending on the calcite-water isotope fractionation (Fig. 2).

Carbonates of different origins can be distinguished in the $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ plot (Fig. 3). The fields of primary carbonatites (TAYLOR et al. 1967; DEINES 1989), marine limestones (HOEFS 1973) and meteoric solutions from which soil carbonate is precipitated (SACKET & MOORE 1966; FRITZ et al. 1989; ALPERS et al. 1990) differ significantly from each other. On the other hand, the field of carbonates precipitated from fluids carrying magmatic CO_2 partly overlaps the field of soil carbonate, especially if fluids that have undergone CO_2 -degassing are also taken into consideration (DEMÉNY & HARANGI 1996). As discussed above, the formation of secondary carbonate does not hold any genetic significance for the xenoliths, whereas the presence of mantle-derived carbonate reflects mantle metasomatic processes. The aim of the present paper is to determine the origin of the carbonate using stable isotope ratio determinations.

Analytical methods

Carbon and oxygen isotope compositions of carbonates were determined using the conventional H_3PO_4 digestion method of MCCREA (1950). $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios were determined in CO_2 gas using a Finnigan MAT delta S mass spectrometer. The results are expressed in the δ notation $\delta = (R_1/R_2 - 1)1000$ as‰, where R_1 and R_2 are the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios in the sample and the standard, respectively) relative to PDB (for $\delta^{13}\text{C}$) and V-SMOW (for $\delta^{18}\text{O}$). Reproducibility is better than $\pm 0.2\%$. $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of -4.69 and 11.87% , respectively, were obtained for the Harding Iceland Spar standard ($\delta^{13}\text{C} = -4.80\%$, $\delta^{18}\text{O} = 11.78\%$, LANDIS 1983) in the course of this study.

Results and Discussions

Carbon and oxygen isotope compositions of the studied xenoliths are listed in *Table 1* and plotted in *Fig. 4*. Since other alkaline rocks of the Transdanubian area also show carbonatization, *Fig. 4* shows the field of Mesozoic lamprophyres of the Transdanubian Range (DEMÉNY 1992; DEMÉNY et al. 1994). The isotopic compositions of a carbonatized mantle xenolith from a lamprophyre dyke that intruded limestone differ significantly from the compositions of the xenoliths studied here. The $\delta^{13}\text{C}$ data of the xenoliths would indicate the influence of meteoric water or a magmatic fluid that had undergone CO_2 -degassing, as described in the basaltic series of the Mecsek Mts. by DEMÉNY & HARANGI (1996). However, the Mecsek basalts also contain magmatic carbonate (which is not found in the host rock of the xenoliths).

The most likely process is surface weathering. The $\delta^{13}\text{C}$ data agree well with the carbon isotope compositions of groundwaters of the area (DEÁK 1979). The $\delta^{18}\text{O}$ data would indicate equilibrium with present-day ($\delta^{18}\text{O}_{(\text{average})} \sim -9.5\text{‰}$) and Pleistocene ($\delta^{18}\text{O}_{(\text{average})} \sim -12\text{‰}$) meteoric waters at ~ 10 and $\sim 0\text{--}3$ °C, respectively (*Fig. 5*). These ranges are in agreement with the expectable annual mean temperatures.

In summary, although we do not have data on the age of carbonatization, it can be concluded that the carbonate of the peridotite xenoliths in the Transdanubian basalts do not originate from the mantle, but was rather formed during surface weathering.

Irodalom – References

- ALPERS, C.N., DETTMAN, D.L., LOHMANN, K.C., BRABEC, D. 1990: Stable isotopes of carbon dioxide in soil gas over massive sulfide mineralization at Crandon, Wisconsin. – *Journal of Geochemical Exploration* **38**, 69–86.
- BAILEY, D.K., HAMPTON, C.M. 1990: Volatiles in alkaline magmatism. – *Lithos* **26**, 157–165.
- BARKER, D.S. 1996: Consequences of recycled carbon in carbonatites. – *The Canadian Mineralogist* **34**, 373–387.
- DEÁK, J. 1979: Environmental isotopes and water chemical studies for groundwater research in Hungary. – *Isotope Hydrology 1978*, vol. I., International Atomic Energy Agency, Vienna, 221–247.
- DEINES, P. 1989: Stable isotope variations in carbonatites. – In: BELL, K. (ed.), *Carbonatites: Genesis and evolution*: Unwin Hyman, London, Boston, Sydney, Wellington, 301–359.
- DEMÉNY, A. 1992: Hazai lamproffrok karbonátjának eredete stabilizotóp-vizsgálatok alapján. – *Földtani Közlöny* **122**, 209–232.
- DEMÉNY, A., FÖRZS, I., MOLNÁR, F. 1994: Stable isotope and chemical compositions of carbonate ocelli and veins in Mesozoic lamprophyres of Hungary. – *European Journal of Mineralogy* **6**, 679–690.
- DEMÉNY, A., HARANGI, SZ. 1996: Stable isotope studies on carbonate formations in alkaline basalt and lamprophyre series: evolution of magmatic fluids and magma-sediment interactions. – *Lithos* **37**, 335–349.
- DOWNES, H. 1990: Shear zones in the upper mantle – Relation between geochemical enrichment and deformation in mantle peridotites. – *Geology* **18**, 374–377.
- DOWNES, H., EMBEY-ISZTIN, A., THIRLWALL, M.F. 1992: Petrology and geochemistry of spinel peridotite xenoliths from the western Pannonian Basin (Hungary): evidence for an association between

- enrichment and texture in the upper mantle. – *Contributions to Mineralogy and Petrology* **109**, 340–354.
- EMBEY-ISZTIN, A. 1976a: Amphibolite/lherzolite composite xenolith from Szigliget, north of the Lake Balaton, Hungary. – *Earth and Planetary Science Letters* **31**, 297–304.
- EMBEY-ISZTIN, A. 1976b: Felsőköpeny eredetű lherzolit zárványok a magyarországi alkáli olivinbazaltos, bazanitós vulkanizmus közeteiben. – *Földtani Közlöny* **106**, 42–51.
- EMBEY-ISZTIN, A. 1978: On the petrology of spinel lherzolite nodules in basaltic rocks from Hungary and Auvergne, France. – *Annales Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici* **70**, 27–44.
- EMBEY-ISZTIN, A. 1984: Texture types and their relative frequencies in ultramafic and mafic xenoliths from Hungarian alkali basaltic rocks. – *Annales Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici* **76**, 27–42.
- EMBEY-ISZTIN, A., SCHARBERT, H.G. 1988: Basic granulites and clinopyroxenite xenoliths from the Transdanubian Volcanic Region (Hungary). – *Terra Cognita* **8**, 270–271.
- 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. – *Journal of Petrology* **30**, 79–105.
- EMBEY-ISZTIN, A., SCHARBERT, H.G., DIETRICH, H., POULTIDIS, H. 1990: Mafic granulite and clinopyroxenite xenoliths from the Transdanubian Volcanic Region (Hungary): implication for the deep structure of the Pannonian Basin. – *Mineralogical Magazine* **54**, 463–83.
- EMBEY-ISZTIN, A., DOWNES, H., JAMES, D.E., UPTON, B.G.J., DOBOSI, G., SCHARBERT, H.G., INGRAM, G.A. 1993: The petrogenesis of Pliocene alkaline volcanic rocks from the Pannonian Basin, Eastern Central Europe. – *Journal of Petrology* **34**, 317–343.
- EMBEY-ISZTIN, A., DOBOSI, G. 1995: Mantle source characteristics for Miocene-Pleistocene alkali basalts, Carpathian-Pannonian Region: a review of trace elements and isotopic composition. – *Acta Vulcanologica* **7**, 155–166.
- FÓRIZS I. 1995: Rétegvizek eredete és a hozzájuk keveredő friss talajvíz kimutatása stabilizotóp mérésekkel. – Egyetemi doktori dolgozat, Kossuth Lajos Tudományegyetem, 1995, 109 p.
- FRIEDMAN, I., O'NEIL, J.R. 1977: Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. – In: Data of Geochemistry 6th, Geol. Surv. Prof. Paper 440-KK.
- FRITZ, P., FONTES, J.-Ch., FRAPE, S.K., LOUVAT, D., MICHELOT, J.-L., BALDERER, W. 1989: The isotope geochemistry of carbon in groundwater at Stripa. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **53**, 1765–1775.
- HOEFS, J. 1973: Stable isotope geochemistry. – Springer, Berlin, 140 p.
- IONOV, D.A., DUPUY, C., O'REILLY, S., KOPYLOVA, M.G., GENSHAFT, Y.S. 1993: Carbonated peridotite xenoliths from Spitsbergen: implications for trace element signature of mantle carbonate metasomatism. – *Earth and Planetary Science Letters* **119**, 283–297.
- ITO, E., WHITE, W.M., GOPEL, C. 1987: The O, Sr, Nd and Pb isotope geochemistry of MORB. – *Chemical Geology* **62**, 157–176.
- KEMPTON, P. D., DOWNES, H., EMBEY-ISZTIN, A. 1997: Mafic granulite xenoliths in Neogene alkali basalts from the western Pannonian Basin: insights into the lower crust of a collapsed orogen. – *Journal of Petrology* **38**, 941–970.
- KOGARKO, L.N., HENDERSON, C.M.B., PACHECO, H. 1995: Primary Ca-rich carbonatite magma and carbonate-silicate-sulphide liquid immiscibility in the upper mantle. – *Contribution to Mineralogy and Petrology* **121**, 267–274.
- KURAT, G., PALME, H., BADDENHAUSEN, H., HOFMEISTER, H., PALME, Ch., WANKE, H. 1980: Geochemistry of ultramafic xenoliths from Kapfenstein, Austria: Evidence for a variety of upper mantle processes. – *Geochim. Cosmochim. Acta* **44**, 45–60.
- KURAT, G., EMBEY-ISZTIN, A., KRACHER, A., SCHARBERT, H. 1991: The upper mantle beneath Kapfenstein and the Transdanubian Volcanic Region, E Austria and W Hungary: A comparison. – *Mineralogy and Petrology* **44**, 21–38.
- LANDIS, G.P. 1983: Harding Iceland Spar: A new $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ carbonate standard for hydrothermal minerals. – *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)* **1**, 91–94.
- MATTEY, D., LOWRY, D., MACPHERSON, C. 1994: Oxygen isotope composition of mantle peridotite. – *Earth and Planetary Science Letters* **128**, 231–241.

- MCCREA, J.M. 1950: On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. – *The Journal of Chemical Physics* **18**, 849–857.
- NELSON, D.R., CHIVAS, A.R., CHAPPELL, B.V., MCCULLOCH, M.T. 1988: Geochemical and isotopic systematics in carbonatites and implications for the evolution of ocean-island sources. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **52**, 1–17.
- O'NEIL, J.R., CLAYTON, R.N., MAYEDA, T.K. 1969: Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. – *The Journal of Chemical Physics* **51**, 5547–5558.
- RUDNICK, R.L., McDONOUGH, W.F., CHAPPELL, B.W. 1993: Carbonatite metasomatism in the northern Tanzanian mantle: petrographic and geochemical characteristics. – *Earth and Planetary Science Letters* **114**, 463–475.
- SACKETT, W.M., MOORE, W.S. 1966: Isotopic variations of dissolved inorganic carbon. – *Chem. Geol.* **1**, 323–328.
- TAYLOR, H.P., Jr., FRECHEN, J., DEGENS, E.T. 1967: Oxygen and carbon isotope studies of carbonatites from the Laacher See District, West Germany and the Alno District, Sweden. – *Geochimica et Cosmochimica Acta* **31**, 407–430.
- A kézirat beérkezett: 1997. 05. 15.

Ásványtani és szedimentológiai vizsgálatok a Szarvasi-mintaterület felszíni-felszín-közeli képződményein

Mineralogical and sedimentological research on the surface and near-surface sediments of Szarvas agrogeological model area, Hungary

KALMÁR János¹ – KUTI László¹ – KOVÁCS-PÁLFFY Péter¹ –
SZENDREINÉ KOREN Eszter²
(9 ábra, 2 tábla, 3 táblázat)

Key words: Great Hungarian Plain, Szarvas, Quaternary, mineralogy, clay minerals, smectites, X-ray patterns, scanning electron microscopy, porosity, pore water

Abstract

According to our research carried out in the agrogeological model area, south of Szarvas (Körös alluvial plain), smectite and illite are the main clay minerals of the Lower Holocene and Pleistocene surface and near-surface sediments. Smectite is of pedogenetical origin and reveals turbostratic disordered structure in the soil levels, and an ordered structure in the rest of the samples, most likely from older levels. The analysis of the sand fraction suspects the Transsylvanian origin of the grains, from Miocene or older formations of the Apuseni Mts. The sedimentological and mineralogical peculiarities of these clays and silts, as well as the distribution and geometry of the pores determine the behaviour of the water within the sediment. Thus, they could accumulate a relatively high volume of water, retaining it for a long time, together with its salt content, and water soluble polluting substances.

Manuscript received: 20. 05. 1997.

Összefoglalás

A Szarvastól délre fekvő agrogeológiai mintaterületen, a Körös alluviális síkságán végzett kutatásaink szerint a felszín-közelségben megjelenő agyagos-kőzetlisztes, alsó-holocén és pleisztocén korú üledékek fő agyagásványai a smektitiek és az illit. A talajosodott rétegek agyagásványai pedogenetikus, illetve turbosztratikus rendezetlenségűek, az üledék többi részében rendezett szerkezetűek, valószínűleg idősebb üledékből származók. A homokszemcsék elemzése az Erdélyi-középhegység idősebb és miocén korú üledékeire utal. A szedimentológiai és ásványtani összetétel és a pórrendszer sajátossága határozza meg az üledékek vízháztartását. Az üledékek huzamos ideig nagy mennyiségű víz tározására képesek, de a vizet csak lassan adják le és a vízzel együtt az oldatban lévő természetes eredetű sókat és szennyező anyagokat is magukba zárják.

¹Magyar Állami Földtani Intézet, H-1143 Budapest, XIV., Stefánia út. 14.

²Erdészeti Tudományos Intézet, H-1023 Budapest II., Frankel Leó u. 42.

A MÁFI Agrogeológiai osztályán 1986-ban tártuk fel Szarvastól délre Csabacsüd, Nagyszénás, Gádoros és Eperjes térségében (1. ábra) a 81 km² kiterjedésű Szarvasi-mintaterületet, melyet 97 db 10–10 m mélységű sekélyfúrással kutattunk meg. A szarvasi agrogeológiai mintaterületről már több tanulmányban beszámoltunk. Így a felszíni–felszín-közeli képződmények szedimentológiai és geokémiai sajátosságaival KUTI & FÜGEDI (1988), BARTHA et al. (1988), KUTI & TULLNER (1994), a mezőgazdaság által használt terület tápanyag-ellátásával VATAI et al. (1996) foglalkoztak. A következőkben a felszín közvetlen közelében található rétegek tanulmányozását tűztük ki célul; az üledékek ásványtani összetétele és szedimentológiai felépítése ismeretében a felszíni–felszín-közeli képződmények vízháztartásának sajátosságait kívánjuk megmagyarázni.

A terület morfológiája

A Kőrös síkságán a Szarvastól délre fekvő mintaterület tengerszint feletti magassága 80–86 mBf között váltakozik, de általában a 80–81 mBf a jellemző magasság, tehát meglehetősen sík. Ebben a sík felszínbe hatoltak be a hajdani Kőrös ágai, melyek maradványai (egykori morotvák, betemetett fattyúágak) helyén sekély mélyedések találhatók. A különféle domborzati elemeket a terület nagy részén folytatott mezőgazdasági művelés a szikes legelők kivételével megbolygatta, illetve elfedte (2. ábra).

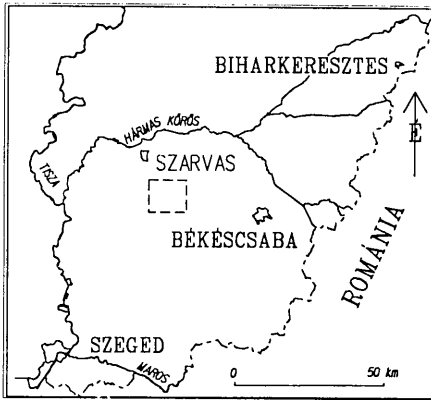
Az enyhén hullámos térszínből üde foltként emelkedik ki mintegy 3 méterrel a felszín fölé a terület dékeleti részén egy kisebb dombocska, mely 85,5 méteres tengerszint feletti magasságával feltehetően egy hajdani Kőrös-ág magaspártjának része.

A felszíni–felszín-közeli képződmények

A területen lemélyített sekélyfúrások a negyedkori rétegösszlet felső 10 méterének holocén és pleisztocén képződményeit tárták fel (3. ábra).

A felszínen összefüggő óholocén kőzetlisztes agyag található, melyet csak néhol szakít meg kisebb foltokban egy-egy hajdani folyómeder vékony, általában néhány dm-es, max. 0,5m-es agyag feltöltése. A felszíni kőzetlisztes agyag réteg vastagsága 1,0–3,0 m közötti. Ez a felszíni képződmény a holocén során leülepedett, változó vastagságú, összefüggő agyag rétegre települ, mely alatt ugyancsak összefüggő rétegeként ismét kőzetlisztes agyag, majd néhol egy újabb agyag réteg található. E felszíni–felszín-közeli képződményekbe néhol bevágódtak a Kőrös fiatalabb medrei (újholocén), melyek később kőzetlisztes agyaggal, esetleg agyagos kőzetlisztes töltődtek fel.

A felszíni–felszín-közeli agyag–kőzetlisztes agyag rétegek alatt a folyóvízi üledékképződés változatos üledékösszlete található, annak bizonyítékeként, hogy a holocén–pleisztocén határán a területet át- meg átjárták a Kőrösök különböző ágai. Ezek a max. néhány méteres vastagságú, helyenként csak kisebb



1. ábra. Az Alföld Tisza, Körös és Maros közötti része, a szarvasi agrogeológiai mintaterület helyzetével (bekeretezve)

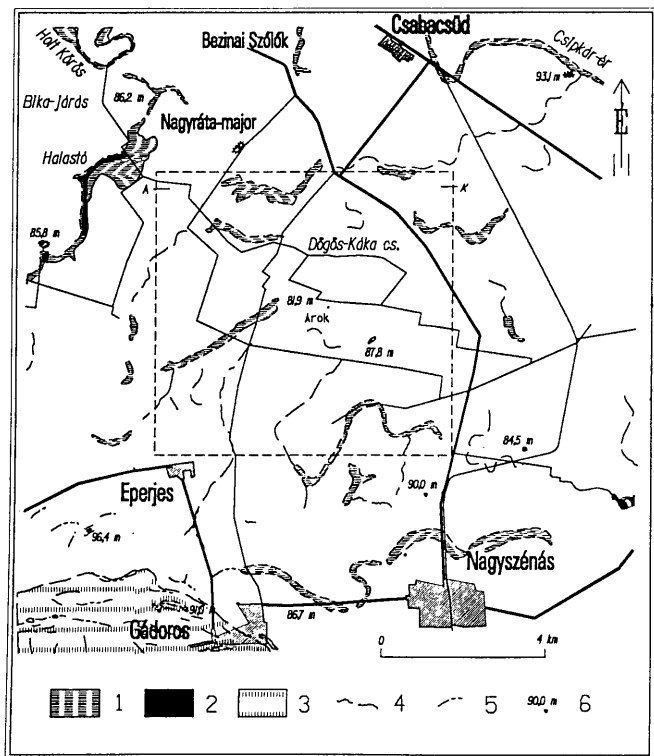
Fig. 1. The part of the Great Hungarian Plain which lays between Körös and Maros, including the Szarvas agrogeological model area (framed)

lencsékben lerakódott üledékek kismértékben durvábbak a rájuk települt képződményeknél, de még mindig finom üledéknek számítanak. Általában kőzetlisztek, agyagos kőzetlisztek, ritkábban agyagos-homokos kőzetlisztek, esetleg homokos kőzetlisztek.

A fúrások talpmélysége közelében a terület egy részén folyóvízi homokot tártunk fel, melyet minden bizonnyal a pleisztocén legvégén raktak le a Körösök. A homok általában finomszemű, gyakran apróhomokos, és néhol finomszemű homokos apróhomok is található. Ez az üledék a területen a felszín-közeli 10 méteres mélységig található legdurvább folyóvízi (meder-) üledék. A homokréteg felszíne meglehetősen hullámos, s így csak a fúrások némelyike tárta föl, de feltételezhető, hogy 10 m-nél mélyebben nagyobb, összefüggő területen fordul elő. Ahol a homok vastagabb, gyakran kőzetlisztes homoklencsék vannak benne, melyek az egykori vízfolyás energiacsökkenésének bizonyítékai.

A 10 m mélységig előforduló képződmények kőzetkifejlődése (a finom üledék illetve a homok előfordulása és egymásutánja) alapján a területet három jellegzetes részre oszthatjuk.

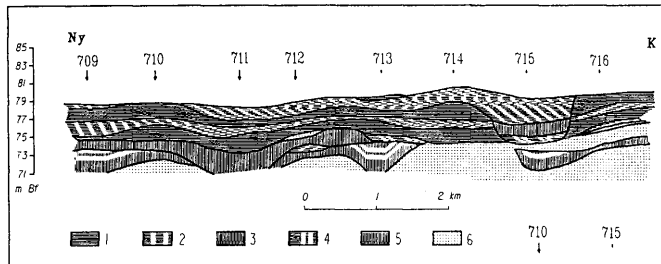
Az északi harmadban általában a különböző (4–8 m-es) vastagságú finom üledék alatt homok jelenik meg. Ettől eltérő a mintaterület ÉNy-i és ÉK-i csücske, ahol néhány fúrásban a talpmélységig folyamatosan finom üledék található.



2. ábra. A szarvasi agrogeológiai mintaterület és közvetlen környezetének morfológiai vázlatja. 1. Régi folyómedrek süllyedékei, 2. Tavak, 3. A gádorosi homokos terület, 4. Erek, 5. Bucka-sorok, 6. Halmok. A-A' a földtani szelvény nyomvonala

Fig. 2. Morphological sketch of the Szarvas agrogeological model area and the surrounding territory. 1. Depressions of the old river beds, 2. Lakes, 3. The Gádoros sandcovered area, 4. Dry streamlets, 5. Sand-bar lines, 6. Hillock. A-A' the baseline of the geological section

A középső (délkelet felé kiszélesedő) harmadban a 10 m-es szelvény egészére a finom üledék (kötetliszt-agyag) jelenléte a jellemző. Itt csak egy-egy fúrás tárt fel homokot, illetve homokos képződményt lencseszerű kifejlődésben.



3. ábra. Földtani szelvény a mintaterületről. 1. Agyag, 2. Kőzetlisztes agyag, 3. Kőzetliszt, 4. Homokos kőzetliszt, 5. Kőzetlisztes homok, 6. Homok, 710. Sekélyfúrás száma

Fig. 3. Geological section from the model area. 1. Clay, 2. Silty clay, 3. Silt, 4. Sandy silt, 5. Silty sand, 6. Sand, 710. Shallow drilled hole in section plane

A harmadik (délkelet felé elvékonyodó) részterületre ismét a homokra települt különböző (4–6 m) vastagságú finom üledék jelenléte a jellemző, amelynek vastagsága egy-egy fúrásban itt is meghaladja a 10 m-t.

A terület talajvíz-viszonyai

A mintaterületen a talajvíz felszín alatti mélysége 0,9–9,5 m közötti, de több mint háromnegyede a 3–5 m közti vízmélység a jellemző. 1 m-nél közelebb a felszínhez a talajvíz csak két helyen (egy-egy fúrásban) jelentkezik, a nyugati peremen, illetve a középső részen. 5 m-t meghaladó mélységet kisebb-nagyobb foltokban csak a mintaterület K-i harmadában mértünk, és csupán egyetlen fúrásban – amely az említett dombra települt – értük el a talajvizet 9,5 m-ben.

A talajvíz tengerszint feletti magassága 72,5–81,1 mBf között változik, de a terület nagy részén 78–80 m között van. A legmélyebben a mintaterület középpontjától kissé északkeletre található, ami azt jelenti, hogy a szélek felől a víz erre áramlik.

Az összes oldott anyag tartalom 685–12913 mg/l közötti. A terület vizeinek a döntő többségére a 1000–3000 mg/l közötti össz sótartalom jellemző. Szélső érték, vagy ahhoz közeli sótartalom csak egy-egy fúrásban volt mérhető.

A talajvíz döntően nátrium-hidrogénkarbonátos (tehát szikes jellegű), de nátrium-szulfátos vizek is található nagyobb foltokban. Északon néhány helyen magnézium-hidrogénkarbonátos illetve magnézium-szulfátos vizet is észleltünk.

A felszíni üledékek ásványi összetétele

A mintaterület közepén leásott, 2 m mélységű talajszelvényből ásványtani vizsgálatokra nyolc mintát vettünk, amelyből öt a felszínen is megjelenő kőzetlisztes agyagból, három az alatta fekvő (pleisztocén) réti agyagból származik (4. ábra). A mintákból elkülönítettük a 0,06 mm feletti, illetve a 0,002 mm alatti frakciót.

A homok-frakció összetételében (I. táblázat) a nyolc mintánál nem látható lényeges különbség. A 0,6 mm fölötti szemcse-tartományban egyaránt megjelenik a bontott savanyú magmás kőzet- (vagy tufa?) törmelék; a szálás-sejtes növényi szerkezetet (I. tábla, 1. fotó) még megőrző humusz-morzsák mennyisége lefelé csökken, a limonit-gumóké pedig nő. 0,45 m mélységben egy mészakumulációs szintben apró, karbonátos konkréciók találhatóak. A 0,2 mm alatti részben a víztiszta (maggás) és a fehér, sárga, rózsaszín vagy szürke (metamorf) kvarc az uralkodó, kis mennyiségű földpáttal, muszkovit-lapokkal. A kvarcsemcsék felületének SEM-vizsgálata kioldódási üregeket, barázdákat és gumós kova-kicsapódást mutat (I. tábla, 2. fotó), amelyek egyértelműen édesvízben történt lebegtetett szállításra utalnak. A színes komponensek közül a metamorf eredetre utaló gránát, biotit és klorit mellett a magmás kőzetekben található cirkon, apatit, rutil, augit és magnetoilmenit van jelen. A homok-frakció elemzése egyértelműen az üledék erdélyi származására, ezen belül az Erdélyi-középhegység (Muntii Apuseni) paleozoos, mezozoos és miocén képződményeire utal.

Az agyag-frakción röntgendiffrakciós, termikus és SEM-vizsgálatokat végeztünk; melyek eredménye a II. és III. táblázatban látható.

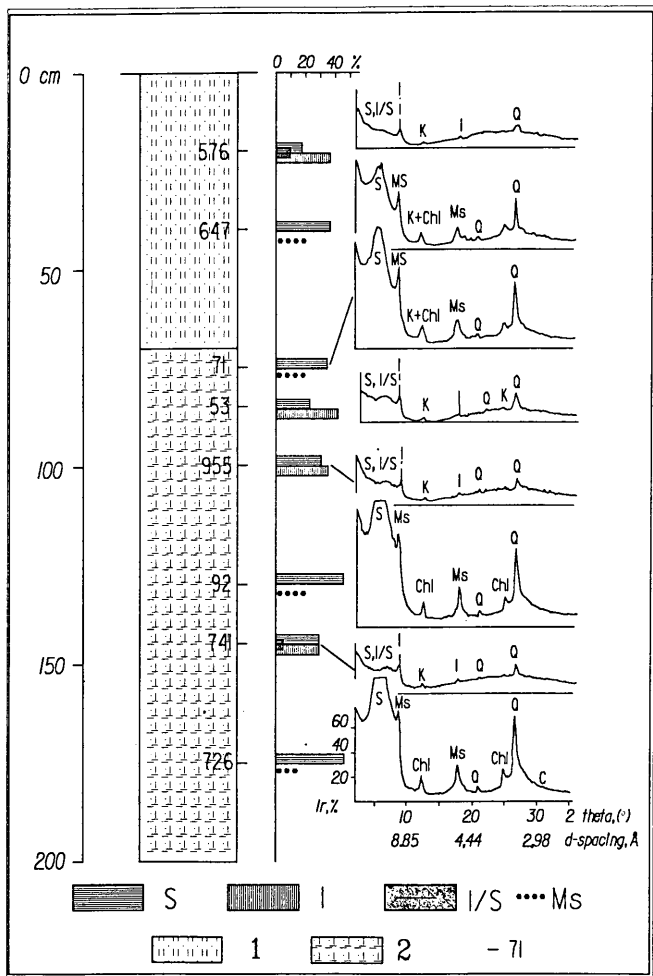
A minták összességét a szmektit-illit agyagásvány-asszociáció jellemzi. E két ásványon kívül csak a klorit található számottevő mennyiségben két mintában (12%, ill. 15%); a kaolinit csak kis mennyiségben van jelen.

A szmektit rendezetlen és jól rendezett változatban jelenik meg (5. ábra).

A felszín közvetlen közelében a talajokra jellemző rendezetlen szmektit aránylag kis mennyiségben van jelen (25%). Itt az illit és a rendezetlen illit/szmektit kevert szerkezetű agyagásvány is megjelenik. A szmektit rendezetlensége aszimmetrikus jellegű, a csúcsmaximum eltolódik a nagy szögértékek irányába, az illit-csúcs felé.

4. ábra. → A mintavételi árkolás oszlopszelvénye; jobb oldalt a minták 0,002 mm-es frakciójában megjelenő agyagásványok részaránya és röntgendiffrakciós felvétele. Sm=Szmeaktit, Ill=Illit, I/S=Illit-szmeaktit rendezetlen kevert szerkezet, Chl=Klorit, Ms=Muszkovit, Q=Kvarc, C=Kalcit, 1. Homokos kőzetlisztes agyag (alsó-holocén – felső-pleisztocén), 2. Homokos kőzetliszt (felső holocén), 71. Mintavétel helye

Fig. 4. The lithological column of the sampling trench. On the right side the proportion of the clay minerals within the 0,002 mm fraction and their X-ray pattern are shown. Sm = Smectite, Ill = Illite, I/S = randomly mixed layer Illite-Smectite, Chl = Chlorite, Ms = Muscovite, Q = Quartz, C = Calcite, 1. Lower Holocene - Upper Pleistocene sandy silty clay, 2. Lower Holocene sandy silt, 71. sample location



A homok-frakció ásványtani összetétele
The mineralogical composition of the sand-fraction

I. táblázat – Table 1.

Minta száma	576	647	71	53	955	92	746	726
Mélység, cm	20	40	75	85	100	130	145	175
0,6-2 mm, %	10	3	5	5	5	3	10	10
Humusz-szemcsék	xxx	xx	xx	xx	x	x	x	
Növénymaradványok	x	x	xx	x				
Kitin-lemezek	x		x					
Csigahéj			xxx					
Limonit-gumók		xx		xx	xxx	xx	xx	xxx
Kalcit-gumók			x	x			x	
Kvarc	x		x	x	x	x		
Földpát	x							
Muszkovit	x	x						
Savanyú magmás közettörmelék					x	x	x	x
Homokkő								
0,1-0,2 mm, %	90	97	95	95	95	97	90	90
Viztiszta kvarc	xxx	xxx	xxx	xxx	xxx	xxx	xxx	xxx
Fehér, sárga és rózsaszínű kvarc	xx	xxx	xxx	xx	xx	xx	xxx	xx
Földpát	x			x	x	x		x
Muszkovit		x			x	x	x	x
Biotit						x	x	
Klorit								
Cirkon								
Apatit								
Gránát	x	x					x	
Augit				x				
Amfibol?								
Rutil								
Hematit								
Magnetoilmenit			x			x		
Gipsz								x
Kalcit				x				
Szilít								
Humusz-szemcsék	xx	xx	x	x				
Kitin-csővek			x					
Csigahéj			xx					
Limonit	x	xx	x	x	x	xx	xx	xx

A 0,002 mm alatti frakció röntgendiffrakciós vizsgálata
The X-ray pattern analysis of the fraction under 0.002 mm

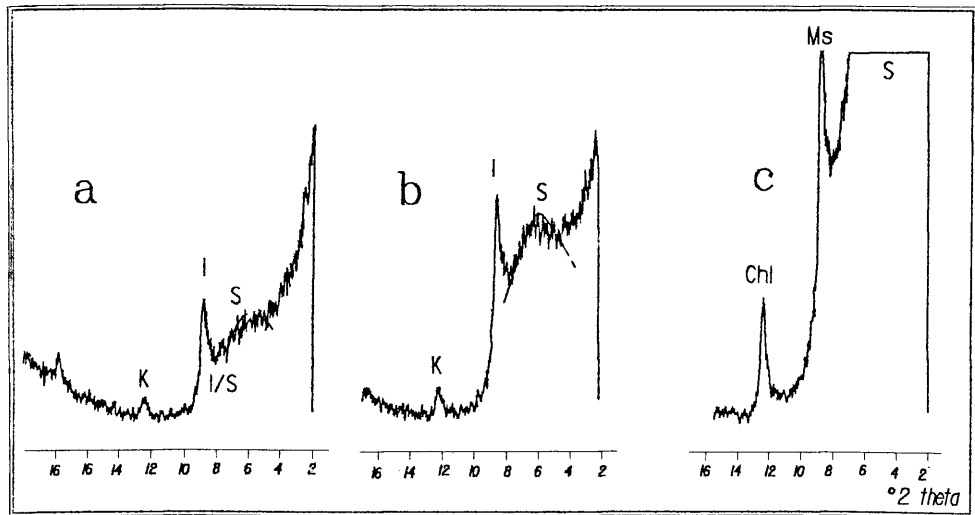
II. táblázat – Table II.

Minta száma	576	647	71	53	955	92	741	726
Mélység, cm	20	40	75	85	100	130	145	175
Agyagásványok								
Szmektit	25	55	53	34	44	68	44	40
Illit/szmektit kevertszerkezet	16						7	
Illit	55			62	52		44	
Kaolinit	5		2		1	3	5	6
Klorit		15	12	4	3	5		4
Nem agyagásványok								
Muszkovit		30	33			24		20
Kvarc	xx	xx	xx	xx	xx	xx	xx	xx
Gipsz					x		x	
Pirit				x				
Kalcit		x						
Goethit								x

A 0,063 mm alatti frakció termoanalitikai vizsgálata
The thermoanalytical examination of the fraction under 0.063 mm

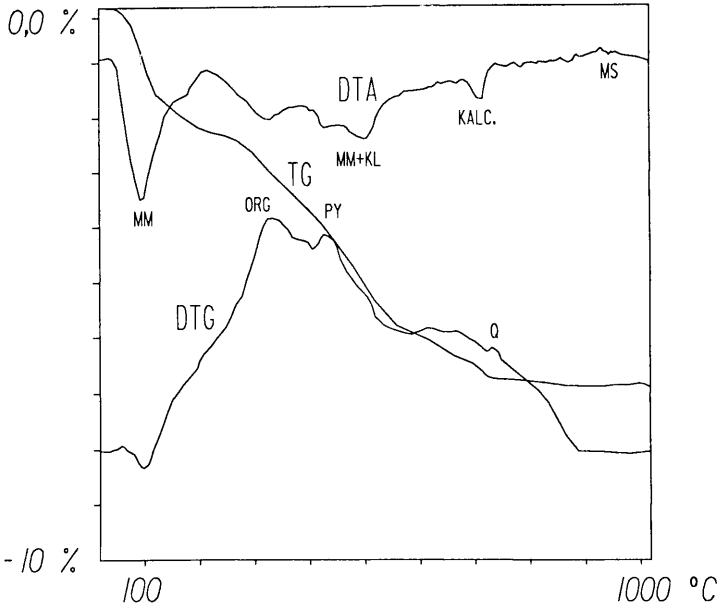
III. táblázat – Table III.

Minta száma	576	647	71	53	955	92	741	726
Mélység, cm	20	40	75	85	100	130	145	175
Montmorillonit	13	14	16	8	8	20	8	19
Illit	26			37	42		38	
Kaolinit	2					1	3	1
Klorit		7	12	4	2	x		9
Muszkovit	x	x	x	x	x	x	x	x
Kalcit	1	6	1			1		
Vasszulfidok	2	2	2	4	2	2	2	
Goethit								4
Lepidokrokit		1					2	
Szerves anyag	1	1	1	1		1		



5. ábra. Szmektitek bázisreflexiói. a/ rendezetlen, "pedogenetikus" szmektit, b/ rendezetlen, "turbostratikus" szmektit, c/ rendezett szerkezetű szmektit

Fig. 5. Basal reflection of smectites: a/ disordered, "pedogenetical" smectite, b/ disordered, "turbostratic" smectite, c/ ordered smectite



6. ábra. Montmorillonit termoanalitikai diagramja. MM = montmorillonit, KALC = kalcit, KL = klorit, MS = muszkovit, ORG = szerves anyag, PY = pirit, Q = kvarc. 71. sz minta, 0,75 m

Fig. 6. Thermoanalytical curves of montmorillonite. MM = montmorillonite, KALC. = Calcite, KL = Chlorite, MS = Muscovite, ORG. = Organic material, PY = Pyrite, Q = Quartz. Sample No. 71, 0,75 m

A szelvény közepén és az alsó részén még három mintában jelenik meg a rendezetlen szmektit. Itt azonban a rendezetlenség egy lapos, de közel szimmetrikus csúcsban mutatkozik meg. Akár az előbbi mintánál, itt is jelen van a (szintén rendezetlen) illit és az egyik mintában az illit/szmektit kevert szerkezet.

A jól rendezett szmektit mennyiségileg meghaladja az előző minták szmektit-részarányát. Érdekes módon e mintákból hiányzik az illit, viszont számottevő mennyiségben jelen van a jól kristályosodott, éles maximumokat adó muszkovit (II. tábla, 1. fotó) valamint 12%, ill. 15% klorit.

A termikus vizsgálatok szerint a szmektitet egy Cheto-típusú, Ca-montmorillonit képviseli (5. ábra). A fent felsorolt agyagásványokon és a muszkoviton kívül a finom frakcióban kvarc, goethit, lepidokrokit, vasszulfidok (egy mintában pirit), gipsz és kalcit található. A szerves anyag részaránya a mintákban kb. 1%.

Elkülönített kőzetliszt frakción nem végeztünk vizsgálatokat, de a természetes állapotú minták elemzéséből megállapítható, hogy ásványtani szempontból csak mennyiségi és nem minőségi különbségek vannak a vizsgált frakciókhoz képest.

Ásványgenetikai megfigyelések

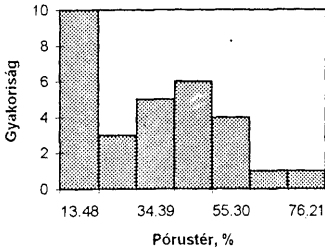
Mint ismeretes, az üledékekben megjelenő agyagásványok részben idősebb üledékekből áthalmozott komponensek, részben az üledékben, autigén folyamatok útján keletkeznek.

Felszíni körülmények között az agyagásványok közül az illit és a szmektitek, külön-külön és együttesen az üledék legérzékenyebb összetevői, amelyek a leghamarabb reagálnak a környezetben történő fizikai és kémiai jellegű változásokra.

Elsősorban feltételezhető, hogy a mintáinkban megjelenő jól rendezett szerkezetű szmektit egy idősebb, diagenetizált üledékből származik (pl. a pannóniai korú [VICZIÁN 1994] vagy az erdélyi felső-oligocén [CORVIN-PAPIU et al. 1982] pélitekből). Erre utal az ugyancsak rendezett szerkezetű csillám, a muszkovit jelenléte, valamint a klorit is, amely a homok-frakcióban is jelen van. A talajosodástól mentes üledékben a szmektit megőrizte eredeti szerkezetét, úgyszintén a muszkovit sem degradálódott, habár a kis szemcseméretből kifolyólag ez lehetséges lett volna. Ez arra utal, hogy a szóban forgó rétegek egy (aránylag rövid ideig tartó) szállítást követően, idejében leülepedtek és a leülepedést követően számottevő változást nem szenvedtek, mert valószínű, hogy az ártér száraz területére kerültek. Ugyanis a hasonló üledékeken végzett vizsgálatok kimutatták, hogy az agyagásványokban a diagenetikus folyamatok csak akkor kezdődhetnek el, ha a szemcseközi tér állandóan vízzel van telítve és a pórus-tér fogat 30% alá csökken (KALMÁR 1995).

A talajszintben megjelenő agyagásványok rendezetlensége elsősorban a pedogenetikai folyamatoknak köszönhető. Itt ugyanis a növényzet egyrészt elvonja a K-tartalmú ásványok, elsősorban a muszkovit és származékai káliumionjait, másrészt a talajba jutó növényrészek (levél, kéreg, hancs, gyökérszet) bomlása folyamán K-ionok szabadulnak fel. Ez egyrészt a létező muszkovit (illit) degradációját, szmektiteseését (I. tábla, 4. fotó), másrészt a létező szmektit illitesedését eredményezi (MELJERUD 1985). A szemcseközi nagyságrendű térben véletlenszerűen lezajló folyamatok végeredménye egy lényegében változatlan összetételű, de a legnagyobb mértékben rendezetlen szerkezetű agyagásványok, amorf komponensek és szerves kolloidok elegye lesz, ami a talaj ún. "kolloidális" összetevőjét képezi.

A köztes szintek rendezetlen szerkezetű szmektitjei szerintünk vagy egy régebben lezajlott talajosodás (eltemetett talajszint), vagy más jellegű degradáció folyamán jöttek létre. Így pl. az áradások után visszamaradt tavakban, lápokban a növényi anyag lebomlásából származó közegben az ásványok (földpát, csillámok, színes komponensek) erős bontást és egyúttal szemcseméret-csökkenést szenvednek, a vas redukációjával egyetemben (SWAIN 1971). Az illit, de ugyan-



7. ábra. A pórustérfogat eloszlása a szarvasi felszín-közeli mintákban

Fig. 7. Statistical distribution of pore volume in the near-surface samples at Szarvas area

akkor a jelenlévő rendezett szmektit degradációja főleg abban nyilvánul meg, hogy a kristályrácsban a (001) lapra merőleges tengely-rotáció lép fel. Ez az ún. turbosztraktikus szerkezetet eredményezi (MÉRING 1975); a röntgen-felvételeken a szmektit-reflexió egy lapos, de szimmetrikus csúcsban (THOREZ 1995) jelenik meg (5. ábra). A nagyobb áradások a tavak, mocsarak még folyékony iszapját kihajtják a keletkezési helyéről és lerakják az ártér felületén, ahol a távolabbról származó üledékekkel keveredik vagy vékony rétegekben kerül szét.

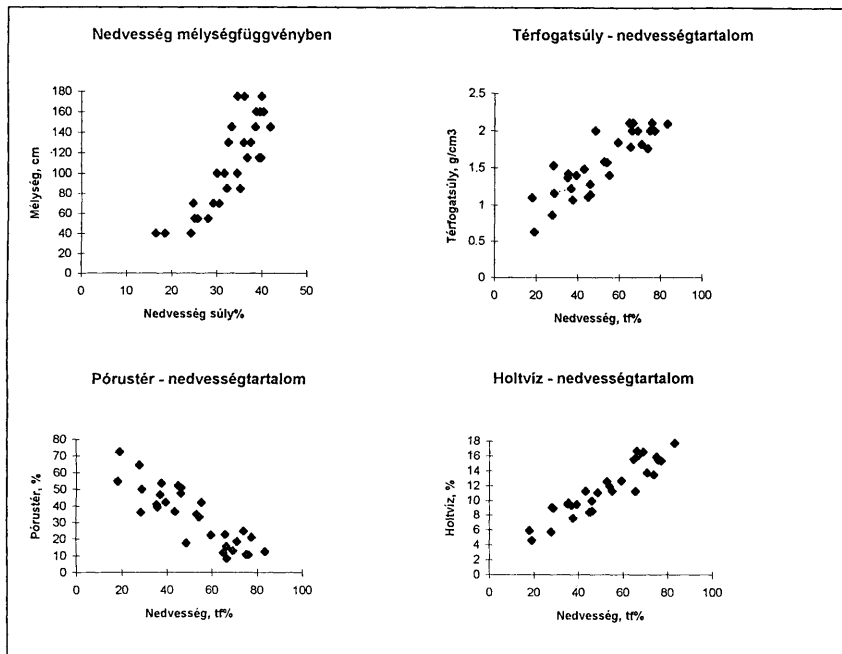
Az üledékek vízháztartása

Tudvalevő, hogy a laza üledékekben a víz mozgása az üledék szilárd részecskéi között található szabad térben megy végbe. Az üledék vízháztartása tehát elsősorban a pórusok alakjától, térbeli helyzetétől, mennyiségétől és csak másodsorban a szilárd alkotórészek tulajdonságaitól függ.

A konszolidált kőzetektől eltérően, a laza üledékekben a pórustér az üledék-térfogat jelentős részarányát képezi és ez számos esetben meghaladja az 50 térfogat-százalékot is (7. ábra). Ugyanakkor a pórustér százalékos aránya korántsem az egyetlen tényező; a víz mozgását főleg a pórusok geometriája, az üregek, csatornák stb. alakja és átmérője befolyásolja. Ez viszont szoros összefüggésben van az üledék részecskéinek egymáshoz viszonyított helyzetével, a szemcsemérettel és az üledék "csomagolásával" (packing).

A pórustérrel összefüggő vizsgálatokat 30 különböző mélységből vett zavaratlan mintán végeztük és az eredményeket az üledékrögökön végzett optikai és pásztázó elektron-mikroszkópos (SEM) észlelésekkel vetettük össze.

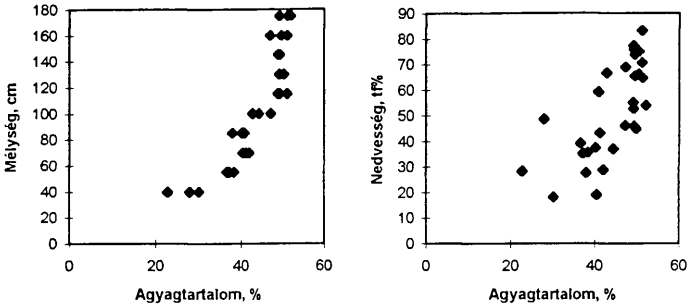
A pórustér tulajdonságairól elsősorban a bennük raktározott víz mennyisége és kötődése ad tájékoztatást. Az 1995. augusztusában, a száraz időszak végén vett zavaratlan minták természetes (bánya-) nedvessége a mélységgel nő, tehát a pórustér mind nagyobb és nagyobb részét tölti ki; ez a térfogatsúly növekedésében is megnyilvánul. Az adott körülmények között viszont jól látható, hogy a nedvesség-tartalom a pórustérfogattal fordított arányban van, mert a sok, többnyire nagy átmérőjű pórust nem víz, hanem levegő tölti ki. A mintákban tehát a nedvesség nagy hányadát a szemcsékhez szorosan kötődő, ún. holtvíz adja (8. ábra). Másrészt az üledék rétegződési sajátosságai folytán a mélységben



8. ábra. A mintavétel mélysége, a nedvességtartalom, a térfogatsúly, a pórustér és a holtvíz-tartalom közötti összefüggései a szarvasi felszín-közeli mintákban

Fig. 8. Correlation between the sampling depth, the humidity, the volume weight, the pore space and the strongly bound water amount in the Szarvas near-surface samples

Agyagtartalom, mélységfüggvényben Nedvességtartalom - agyagtartalom



9. ábra. A mintavétel mélysége, a természetes nedvesség és a minták agyagtartalma közötti összefüggést bemutató diagramok

Fig. 9. Diagrams showing the correlation between the depth, the natural humidity and the clay content of the samples

nő az agyagos frakció részaránya, és vele együtt, amint láttuk, a természetes nedvesség mennyisége (9. ábra).

A mikroszkópos vizsgálatok a fenti állításokat megerősítendő, kimutatták, hogy a felszínhez közel eső rétegekben számos nagy (0,5 mm-t meghaladó) átmérőjű, henger alakú, sima falú, finomszemcsés anyaggal kibélelt, valószínűleg biotikus eredetű pórus található (II. tábla, 2. fotó). A mélyebb szinteken a 0,1 mm-t éppen hogy meghaladó pórusokat bonyolultabb alakú idomok, lencseszerű rések, tekervényes járatok, zsákszerű bemélyedések véletlenszerű hálózata képviseli (II. tábla, 3. fotó), érdes belső felülettel. Mindkét mélységtartományban a mikron nagyságrendű "pórusokat" a szemcseközi tér adja. Mivel az üledék szilárd komponensei egy viszonylag laza, egymásnak támaszkodó lemezekből és szemcsékből álló halmazt alkotnak (I. tábla, 3. fotó), amelyek a felszínközeli nagyobb (0,02–0,2 mm átmérőjű) talajrögökbe tömörülnek, a pórustér geometriája meglehetősen komplikált.

Mi történik, ha az üledékbe elegendő mennyiségű víz kerül (pl. esőzés, hóolvadás, öntözés folytán)? A pórustér folyamatosan telítődik, előbb a nagyobb, jobbra üres, aztán a mind kisebb és kisebb pórusok. Mivel az ásványtani vizsgálatok kimutatták, hogy az üledékben jelentős mennyiségű duzzadó ásvány (szmektit) található (II. tábla, 4. fotó), a víz behatolás a pórustér csökkenésével, egyes pórusszakaszok lezárásával jár, ami a vízmennyiség számottevő részének az immobilizációjához vezet. Elvileg ugyanaz történik, ha a víz nem felülről, hanem a talajvízszint emelkedésével, alulról jön.

Míndezekből az következik, hogy a szarvasi mintaterületet fedő kőzetlisztes-agyagos üledék, habár nagy pórustérfogattal rendelkezik, a pórusok alak-

jából és az üledék ásványtani összetételéből adódóan ellenáll a víz mozgásának, viszonylag hamar telítődik, de a vízmennyiség tetemes részét visszatartja, magába zárja. Ez a növényzet szempontjából részben előnyös helyzet, viszont a vízzel a rétegekbe bejutott természetes vagy emberi eredetű oldott anyagok idővel koncentrálnak, ami a szikesedés, illetve tápanyagokkal történő szennyeződés veszélyét is jelenti. Az üledék réteges szerkezete, a duzzadóképeség rétegenkénti változása ezt a tendenciát még inkább kihangsúlyozza. Végül a talajvízszint mély helyzetéből eredően fennáll az a veszély, hogy a hosszan tartó száraz időszakokban a felső és mélyebb rétegek közötti kapilláris kapcsolat megszakad és évekbe telik, amíg a csapadékból származó, lassan leszivárgó nedvesség újra találkozik a mélyen fekvő rétegekben tárolt vízzel.

Irodalom – References

- BARTHA A., FÜGEDI P.U., KUTI L. 1988: Agrogeológiai kutatások Szarvas térségében. – *Agrokémia és talajtan* 38. 3–4. 280–282.
- CORVIN-PAPIU, V., IOSOF, D., EUFROSIN, M., POPESCU, E., 1982: Studiul mineralogic si geochemic al argilelor paleogene si neogene din NV. Transilvaniei. - II. Zona Maramures-Oas-Baia Mare. – *Arh. Inst. Geol al României, Bucuresti*
- KALMÁR, J. 1995: Mineralogy and geochemistry of the recent deposits of the Danube Delta, Balta Popina area, Romania. – *In: OTI, M., POSTMA, G., (ed.): Geology of Deltas. Balkema, 203–208. Rotterdam, Brookfield.*
- KUTI L., FÜGEDI P. U. 1988: Agrogeológiai kutatás. 1987/III., A talaj-alapközet-talajvíz rendszer mozgékony makro- és mikrotápelem eloszlásának vizsgálata. – Jelentés az Agrogeológiai osztály 1987 évi munkájáról. OFG Adattár 1–17.
- MELKERUD, P. A. 1985: Smectite formation below stands of 1st, 2nd and 3rd generation of coniferous forest. – Uppsala Symposium Clay Minerals, Modern Society, 133–150, Uppsala
- MERING, J. 1975: Smectites. – *In: GIESEKING, J. E., (ed.): Soil components. Vol. II. Inorganic components 97–119, Springer, Berlin, Heidelberg, New York*
- REICHENBACH, H., RICH, C. I. 1975: Fine-grained micas in soils. – *In: GIESEKING, J. E., (ed.): Soil components. Vol. II. Inorganic components. 59–95, Springer, Berlin, Heidelberg, New York.*
- SWAIN, F. M. 1971: Biogeochemistry of sediment samples from Broadkill Marsh, Delaware. – *Journal Sediment. Petr.* 42. 516–556, Tulsa
- THOREZ, J. 1995: Practical clay geology. – ELTE short courses.
- VATAI J., KALMÁR J. 1996: Jelentés az 1996. folyamán végzett kutatásokról ("Nutrients application in agriculture CCE/Protection of water resources against diffuse nutrient pollution.") a PHARE program keretén belül (Szarvas). – OFG Adattár 1–4.
- VICZIÁN I. 1992: Clay minerals of a thick sequence in SE part of the Pannonian Basin (Hungary). – *Geol. Carpathica, Ser. Clays* 1, 20–30, Bratislava.
- A kézirat beérkezett: 1997. 05. 20.

Táblamagyarázat – Explanation of plates

I. tábla – Plate I

1. Humusz-szemcse, amelyben még felismerhető a növényi eredetű szálas-sejtes finomszerkezet. 92. minta, 1,3 m; 4000x
Humus grain, in which the former fibrous-cellular vegetal fine structure is still identifiable. Sample No. 92, 1.3 m, 4000x
2. Kioldódási barázdák és kovagumó-kicsapódások egy kvarcsejtszemcse felületén; közepén egy ilmenit-zárvány. 647. minta, 0,4 m; 2000x
Dissolution voids and precipitated silica drops on the surface of a quartz grain; in the middle an ilmenite inclusion is shown. Sample No. 647, 0.4 m; 2000x
3. Talaj-rög: kvarcsejtszemcsék és összetapadt agyagásvány-lapocskák. 576. minta, 0,2 m; 1000x
Soil chip: quartz-grains and stuck clay mineral sheetlets. Sample No. 576, 0.2 m, 1000x
4. Fátyolszerű szmektit-lemezek halmaza, közepén egy élein szmektiteseedett illit-lemez. 576. minta, 0,2 m. 15000x
Bunch of veil-like smectite-sheetlets; in the middle a marginally smectitised illite-sheet is shown. Sample No. 576, 0.2 m, 15000x

II. tábla – Plate II

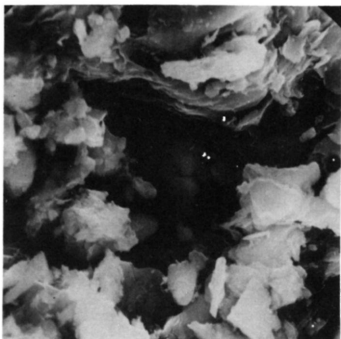
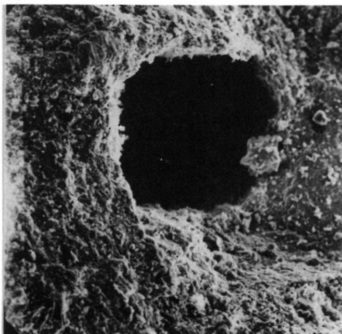
1. Egy nagyobb és több kisebb, éles körvonalú muszkovit-lemez; a háttérben hajlított szmektit-lemezek, redős elrendezésben. 726 sz. minta, 1,75 m, 10000x
One large and some smaller sharp-contoured muscovite plates; in the background, folded smectite sheets are shown, in curtain-like arrangement. Sample No. 726, 1.75 m; 10000x
2. Biotikus eredetű pórus, körülötte agyagásványokban gazdag, finomszemcsés zóna. 370. minta, 1,3 m, 100x
Biotic pore, surrounded by clay-rich, fine-grained material. Sample No. 370, 1.3 m; 100x
3. Közepes méretű, valószínűleg kiszáradásos eredetű, lencseszerű pórus. 370. minta, 1,3 m, 300x
Lens-like pore, medium size, probably formed by drying of the sediment. Sample No. 370, 1.3 m; 300x
4. Agyagásványokkal (főleg hajlított, foszlányos szmektit-lemezekkel) bélelt, zsákszerű pórus. 218. minta, 1,00 m, 3000x.
Bag-like pore, with clay minerals inside on its wall (mainly folded, shredded smectite-sheetlets). Sample No. 218, 1.0 m; 3000x

I. tábla – Plate I.

1



2

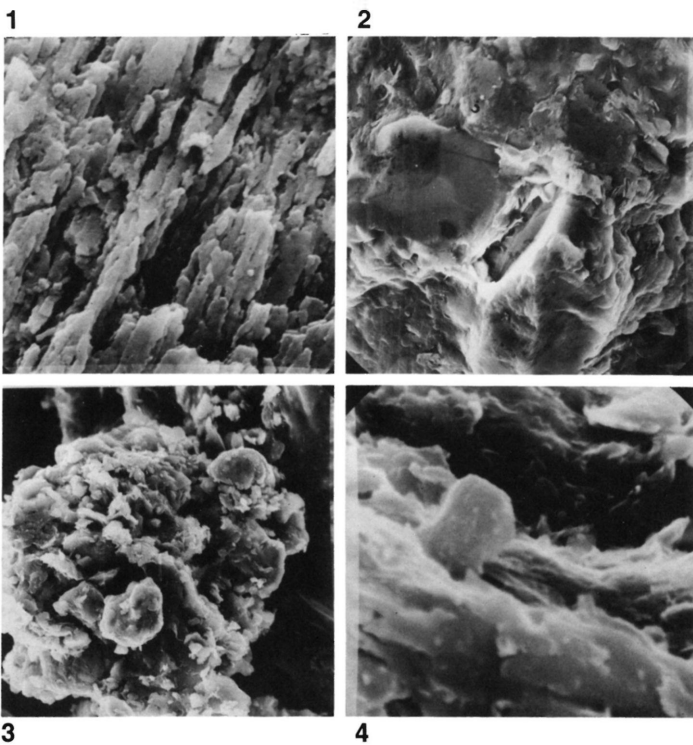


3



4

II. tábla – Plate II.



A telkibányai nemesfém-ércesedés legújabb bányaföldtani adatai és értékelése

The latest data on the Telkibánya noble metal mineralization and their evaluation

HORVÁTH János¹ – ZELENKA Tibor²
(8 ábra, 2 táblázat, 2 tábla)

Abstract

As a result of the 6 years exploration project in the Telkibánya region we accomplished the geologic control re-mapping of the area in order to identify the structures noticed on the satellite images and also to determinate the most important tectonic directions and the major rock types of the area.

Based on Landsat TM 1:50 000 false coloured space images and the elaboration of air photographs we outlined the vestiges of two paleovolcanic andesite calderas. We recognised of two paleovolcanoes with definite eruption centre. We determined a 1.5 km radius rhyolite tuff volcano the morphology and the concentric and radial quartzite veins of which can well be recognised on the 1:10 000 scale air photographs.

We succeeded in identifying medieval mining operations – 68 adits and 4 shafts unknown earlier – and waste slurry dumps. There are thick breccia zones on the edge of the veins which are several meters thick primarily hydrothermal formations with stockwork type transition to the wall rock.

Based upon the analyses of 1500 samples it is proved that gold is concentrated in the veins while silver is mainly enriched in the eruptive breccias. We realized that the orebodies have a columnar structure along the strike of the veins.

There are five types of the precious metal-bearing ore zones from the surface to the abyss.

– Vein systems. The remained part of the vein filling quartz and clay, both increased in Au (1.0–15.0 ppm Au) you can calculate to depth about 50 m, under the erosion basis.

– Breccias. The never mined but abundant breccias are close association with veins. These are reached especially in Ag in ore shoots which are known in 300 m vertical extent.

– Stockwork. Zones of stockworked and impregnated rocks are found at the surface, further from the veins and can be presumed its continuity to depth, crosscut Telkibánya No. 2. drilling. A few assays of these ores are available only, but can be supposed high tonnage, relatively low precious metal-content ores which are minable in the current economy.

– Disseminated ores. In deeper level (1050–1340 m) the Telkibánya No. 2. drilling crosscut Badenian base metal veinlets and disseminated ores, connected to potassium-metasomatised subvolcanic andesites (SZÉKYNÉ FUX 1968, 1970). No available assays of these materials, but can also be presumed its continuity to depth.

– Waste material. Waste material of the historical mining activity, not big amount, but can be productive, employing adequate technology.

Manuscript received: 05. 04. 1995.

¹ GEOMONTAN KKT, 1121, Budapest Kázmér u. 24/a.

² MGSZ, 1443, Budapest Stefánia út 14.

Összefoglalás

A telkibányai nemesfém-ércesedést a középkortól először a telérkibúvásokon a felszínközeli horpa bányászattal, majd tárós-aknás feltárással és kamra fejtésekkel művelték. Ezen kutató-feltáró és fejtési bányaműveletek egy részének 1986–91. közötti újirányítása és földtani dokumentálása az eddigi földtani ismereteket bővítette és így a továbbkutatáshoz kiegészítő földtani-ércföldtani modell alkotását tette lehetővé.

A jelenlegi kutatásra javasolható nemesfém-tartalmú teleptani egységek öt nagy csoportba sorolhatók:

- Az *ismert telérek* középkorban le nem művelt szakaszai, valamint a bennhagyott pillérek teléragyagjai és a kvarc *telérek Au dúsulással* (1–15 g/t Au) jelentkeznek. A le nem művelt szakaszok a mélység felé kb. 50 m-es pillérmagassággal vehetők számításba.

- *Breccsák.* A teléreket kísérő kovás breccsás zónák nem kerültek leművelésre. Ezek néhány méter vastag, nagykiterjedésű képződmények. Mind csapáshosszban, mind dőlésirányban jól követhetők. Ezekben az *Ag dúsulás* (100–750 g/t Ag), *Au kíséretében* (0,1–1,0 g/t Au) kb. 300 méteres pillérmagassággal jelentkezik, kéményes struktúrával.

A fenti képződmények nemcsak a kálimetaszomatitiban, hanem a kísérő mellékkőzetekben is megtalálhatók (riolit, andezit stb.).

- *Stockwerkes, impregnációs öv.* A mélység felé a Telkibánya 2. sz. fúrás, valamint a veresvázi horpák anyagai alapján a jelenlegi felszíntől 50–400 méteres mélységben szarmata korú stockwerkes, impregnációs, szubvulkáni testek valószínűsíthetők. Ezen zónából a rendelkezésünkre álló kevés nemesfém adat és analógiák alapján viszonylag alacsony (0,5–1,5 g/t Au) koncentrációjú, de nagy tömegű nemesfém ércesedés várható.

- *Nagy mélységben* a Tb. 2. sz. fúrás 1050–1340 m között idősebb badeni korszaki polimetallikus teléres, illetve hintett-eres ércesedést tárt fel a kálimetaszomatikus szubvulkáni testekhez kapcsolva (SZÉKYNÉ FUX 1968, 1970).

A terület földtani viszonyait a mélység felé extrapolálva jelentős érc-konzentrálódás valószínűsíthető a fekvő szarmata és badeni anyagmárga, agyag alatti érc-csapdákban (SZÉKYNÉ FUX 1970).

- *Őrlőiszaphányók.* A régi bányászkodás helyszíni feldolgozásaként keletkezett – elsősorban az őrlőművek – finomszemű maradékanyaga Au és Ag tartalmú, mely bár kistömegű, de ma már műrevaló ércet jelenthet megfelelő kinyerési technológia esetén (lűgzés).

Bevezetés

A telkibányai nemesfém-ércesedést a kora középkortól több szakaszban kutatták és művelték. Ezen munkákról részletes földtani dokumentáció nem maradt fenn. 1950–1965 között SCHERF E. és SZÉKYNÉ FUX V. által vezetett kutatás volt az, mely részben a Ferdinánd altáró újrainyításával, részben a Csengő bánya mélyszintjének feltárással és a Telkibánya 2. sz. alapfúrás lemélyítésével korszerű értékelést adott a lelőhelyről. (SCHERF 1961; SZÉKYNÉ FUX 1966, 1970). A Központi Földtani Hivatal megbízásából a MONTAN Hegymászó és Geológus GM 1985–91. között azon középkori műveleteket vizsgálta, dokumentálta, melyeket korábban nem tártak fel. A kutatások új ismereteket, kiegészítéseket adtak. Ezek eredményeiből levonható ércföldtani–teleptani megállapításokat foglalja össze a cikk.

Az alkalmazott vizsgálati módszerek

Horpa kutatások

A telkibányai középkori bányászatból több mint 3000 horpa ismerhető fel. Ezek pontos helyzetét a korábbi kutatások csak részben dokumentálták. (SCHERF 1961; SZÉKYNÉ FUX 1970). Ezért azon területeken, amelyekről nem áll rendelkezésre adat, részben légifotó, részben műszeres felmérés segítségével elkészítettük a horpák helyzetét rögzítő alaptérképet, míg az azok hányóján lévő kőzet- és érc-törmelék alapján a földtani dokumentációt. E felmérés során több helyen megtaláltuk a régi bányaműveletek épületeinek alapjait (pl. akna-ház) és az ércolvasztók helyét, azok fém- és üvegsalak törmelékét (pl. Veresvízi horpamező) (1. és 2. ábra).

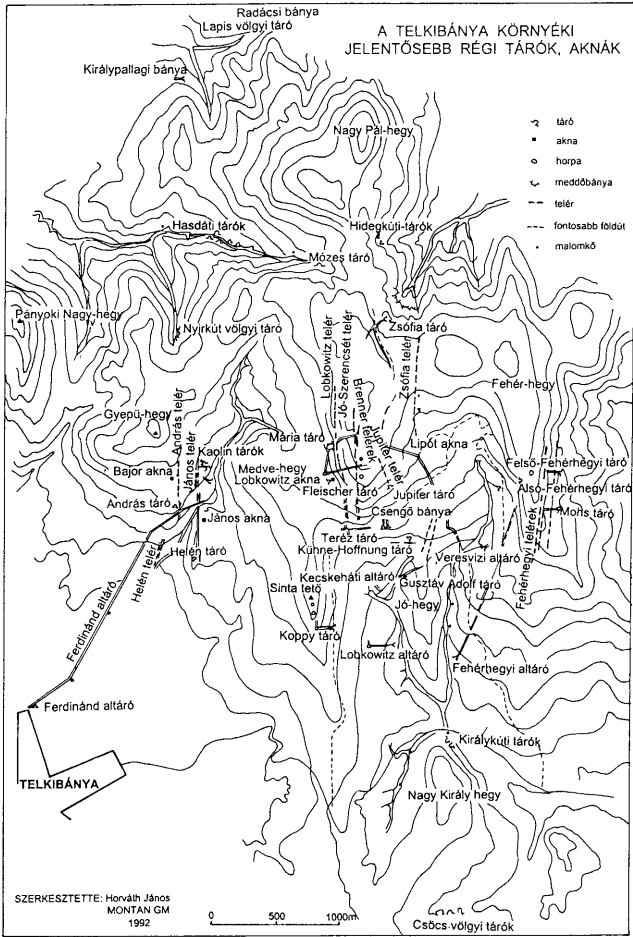
A horpák felmérése során olyan középkori bányaműveleteket is megismertünk, melyek nem ismertek az irodalomból. Úgy például a Fehér-hegy Gépely oldal (1. ábra), a Sinta-hegy, a Zsófia és a János telérek horpasorairól készítettünk felmérést. Ezek közzétani és értelmezési nagymértékben hozzájárultak a földtani és ércesedési kép bővítéséhez, bizonyítva, hogy a breccsás kovás érc típusok, a kovás és a karbonáteres, pirites stockwerkek is nemesfém tartalmúak és az egykori bányászat tárgyát képezték az agyagos telérek mellett (pl. Veresvíz).

Telér és bányakutatások

Az irodalom az 1960-as évekig 14 db középkori táró dokumentált le. (SCHERF 1961). A terület részletes légifotó interpretációja, az aknák, horpák feltérképezése és a részletes terepbejárás során több mint 80 db táró, akna helyét tudtuk azonosítani (1. ábra).

Ezek közül további 16 db-ot sikerült kibontani és felszelvényezni részben kötéltechnika segítségével. A legfontosabbak: a János táró és akna, a Helén táró, Mária vakakna (3. ábra), Erdei akna, Jószerencsét telér + 485 m-es szint É-i és D-i ág, Gusztáv Adolf táró, Teréz táró vizes ág, Fehér-hegy D-i altárá, Alsó és Felső Fehér-hegyi táró, Mohs táró, Tamás táró, Fleischer táró (4. ábra), Kühne-Hoffnung táró, Radácsi bánya, Királypallagi bánya. Ezek részletes vizsgálata kiegészítette a földtani ismereteket és a középkori bányászatra vonatkozó információkat (fejtések mérete, fabiztosítás, fáklyás-mécses világítás, talpfa, kézi vésés). Megállapították, hogy a helyi erózióbázis alatti szinteken a vízmelés megoldatlansága miatt a középkorban nem folyt bányászat.

Az elvégzett vizsgálatok azt bizonyítják, hogy az eddig ismertnél lényegesen nagyobb területen folyt kutatás és bányászat (pl. Medve-hegy, Fehér-hegy, Jó-hegy, Király-hegy Csöcs-völgy stb.), ezek közül igen jelentős méretűek is voltak (pl. Fehér-hegy D-i altárá 3 km hosszú) (1. ábra).
























1. ábra. A Telkibánya környéki jelentősebb régi tárók, aknák

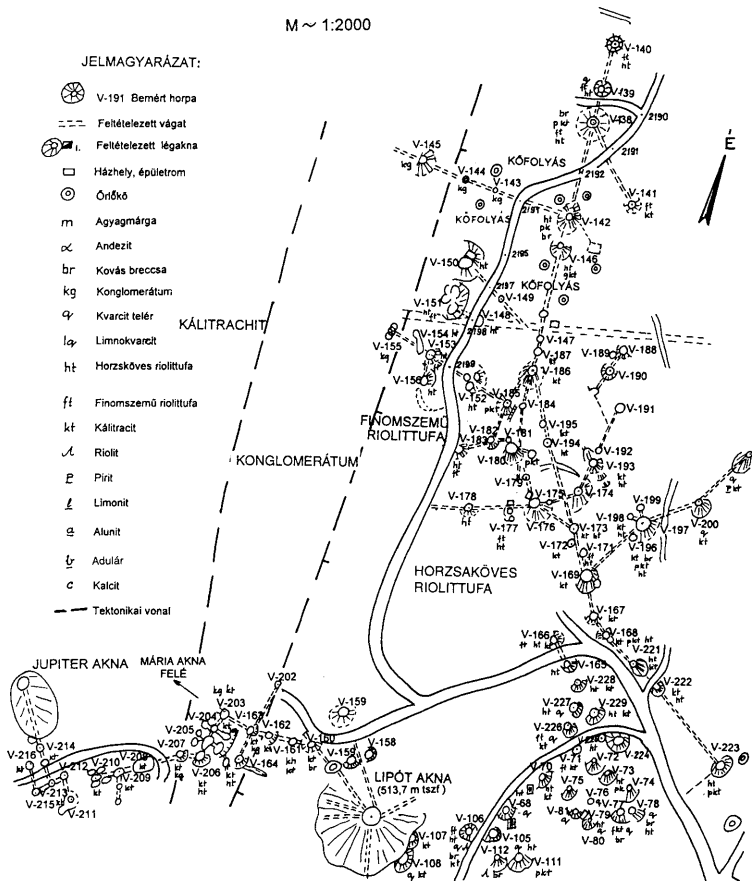
Fig. 1. Sketch of the most important adits and shafts in the neighbourhood of Telkibánya

KÉSZÜLT: Lérgifotó interpretációval és helyszíni felvételezéssel

M ~ 1:2000

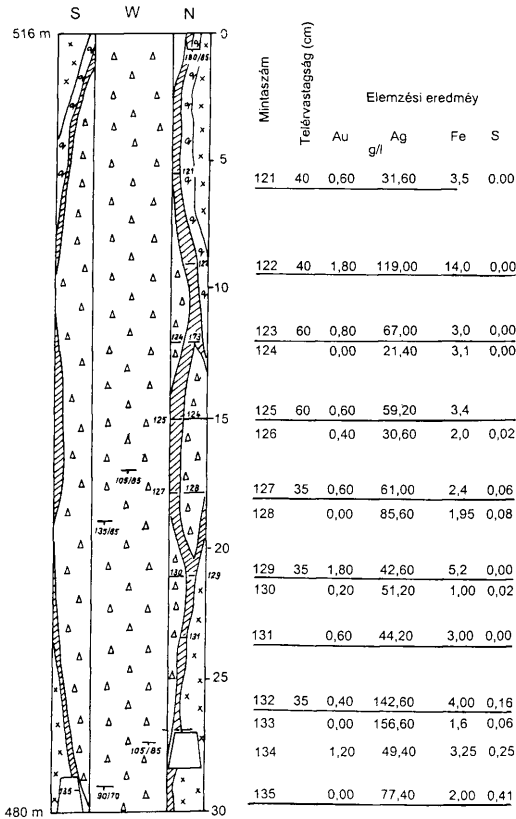
JELMAGYARÁZAT:

-  V-191 Bernért horpa
-  Feltételezett vágat
-  Feltételezett légakna
-  Házhely, épületrom
-  Őrlekö
-  Agyagmárga
-  Andezit
-  Kovás breccsa
-  Konglomerátum
-  Kvarcit telér
-  Limnokvarcit
-  Horzsköves riolitufa
-  Finomszemű riolitufa
-  Kálitracit
-  Riolit
-  Pirit
-  Limonit
-  Alunit
-  Adulár
-  Kalcit
-  Tektonikai vonal



2. ábra. A Fehér-hegy Veresvíz horpák-aknák helyszínrajza

Fig. 2. Sketch of the pit field in the Fehér Hill "Veresvíz" area



Jelmagyarázat :
 x x kálitracilit
 φ φ kvarcit telér
 Δ Δ pipe breccsa
 agyagos telér
 135/85 dőlésirány, dőlésszög

Szerkesztette, felmérte:

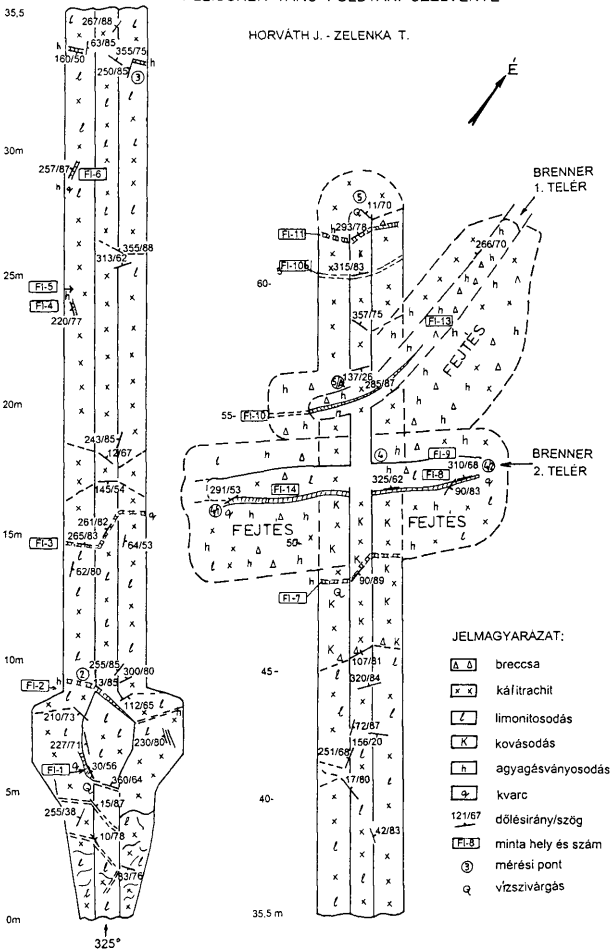
Horváth János és Zelenka Tibor

3. ábra. Mária Nagy-akna földtani szelvénye

Fig. 3. Geological profile of the Mária shaft

FLEISCHER TÁRÓ FÖLDTANI SZELVÉNYE

HORVÁTH J. - ZELENKA T.



4. ábra. Fleischer táró földtani szelvénye

Fig. 4. Geological profile of the Fleischer adit

Meddőhányók vizsgálata

A régi középkori bányászkodás meddő anyagait az előző években jelentős területen azonosítottuk. Ezek a kőzetmeddők alacsony és szeszélyes eloszlású nemesfém tartalmuk miatt műrevaló készletnek sehol sem minősíthetők. Irodalmi adatok alapján mai technológiával a régi őrlő és zúzó művek maradék anyaga az ún. őrlőiszap már feldolgozhatónak minősülhet. Őrlőiszaphányó Telkibánya környékén korábban nem volt ismert. 1987-ben találtuk meg az egykori őrlőművek maradék anyagát. Az őrlőiszaphányók részletes felmérése és mintázása alapján a legjelentősebbek a Jó-hegy és a Bózsva-patak völgyében, kisebbek a Hasdát, a Csöcs- és a Baglyas-völgyben található. Részletesen a Jó-hegy és a Bózsva-patak völgyi őrlőiszaphányókat vizsgáltuk. A mintavétel kézi fúróval történt 2–4 m mélységig, folyamatos mintavétellel, míg néhány helyen a patak partfalából résmintát vettünk. Nemesfém tartalomra 87 db mintát vizsgáltunk. Az elemzési eredményeket a *I. táblázat* tartalmazza, a kiszámolt átlag minőségi adatok és készlet-mennyiségek feltüntetésével.

Mintavétel, anyagvizsgálatok

Az 1986–1991. közötti kutatási időszakban összesen kb. 1300 minta került begyűjtésre.

A bejárásos földtani kontroll térképezés és a horpavizsgálatok során ún. pontmintákat gyűjtöttünk. Az őrlőiszaphányók fúrásos kutatási anyagából átlagminták, a Tb. 2. sz. fúrás még meglévő anyagából reprezentatív minták vételére került sor. A minták egy részét dokumentációként elraktároztuk. A középkori és az újabbkori tárókban és aknában szisztematikus résminta-vétel történt, a teléragyagokból és a mellékkőzetekből. A csapásvágatokban begyűjtött minták elemzési adataiból az érckoncentráció vertikális változására és a kőzetföldtani viszonyok zonalítására következtethetünk (pl. Mária bánya, Jószerencsét telér).

Az Au, Ag elemzéseket az OÉÁ recski laboratóriumában 1986–1989. között tűzi módszerrel, 1991-től atomabszorpciós módszerrel készítették. Az OÉÁ és a Geoprodukt Kft. mádi laboratóriumaiban 1986–1991-ben AAS módszerrel történt elemzés. Mintegy 100 kontroll minta alapján megállapítható, hogy a kis koncentrációknál az AAS (atomabszorpció) módszer adja a korrekt adatot, a nagyobb koncentrációknál (1 g/t felett) mindkét módszer megbízható értéket ad.

Az OÉÁ egri laboratóriumában vékonycsiszolat, polírozott vékonycsiszolat, DTA, DTG, röntgen diffrakciós és nyomelem (24 alkotó) vizsgálatok készültek.

Készletszámítási táblázat
Table of mineral resources

I. táblázat – Table I.

Jó-hegy patak völgye													
Tömb száma	Terület m ²	Átlag- vast. m	Térfogat m ³	Térfogat- súly t/m ³	Készlet t	Átlagminőség (g/t)				Fémmerenyiség (kg)			
						Recski labor		Mádi labor		Recski labor		Mádi labor	
						Au	Ag	Au	Ag	Au	Ag	Au	Ag
I	132	0,6	79	1,27	100	0,2	5,28	0,38	4,2	0,020	0,528	0,038	0,416
II	255	1,0	255	1,22	310	0,2	52,4	0,25	24,6	0,062	16,244	0,077	7,626
III	600	1,25	750	1,26	945	0,15	13,6	0,13	8,5	0,142	12,852	0,123	8,032
IV	100	1,0	100	1,21	121	0,00	0,00	0,42	3,0	-	-	0,051	0,363
V	128	1,5	192	1,24	238	0,43	16,6	0,70	13,6	0,102	3,95	0,166	3,237
VI	168	1,1	185	1,23	228	0,00	1,7	0,46	9,5	-	0,387	0,105	2,166
VII	286	1,0	286	1,23	352	0,4	17,1	0,51	22,3	0,140	6,019	0,179	7,840
VIII	594	0,8	475	1,24	589	0,4	7,2	3,77	8,8	0,235	4,24	2,22	5,183
IX	588	0,9	530	1,26	668	0,1	29,8	0,52	16,6	0,067	19,906	0,347	11,088
XI	1105	1,0	1105	1,25	1381	0,1	48,3	0,43	41,9	0,138	66,702	0,594	57,863
XV	456	0,8	365	1,27	463	0,12	69,9	0,43	91,2	0,055	32,363	0,199	42,225
XVII	728	0,9	655	1,27	832	0,12	66,0	0,39	112,1	0,100	54,912	0,324	93,267
XIX	450	1,0	450	1,27	571	0,33	168,0	0,33	168,0	0,188	95,928	0,188	95,928
XXXVI	390	0,85	331	1,25	414	0,2	73,2	0,48	42,6	0,083	30,305	0,199	17,636
XXXVII	490	1,00	490	1,23	603	0,0	20,8	0,9	13,2	-	12,542	0,542	7,96
Jó-hegy patak völgyi örlőiszap-hányók össz:					7824	0,17	45,61	0,67	46,11	1,33	356,87	5,27	360,79
Bózsva-patak völgye													
XL	9340	1,26	9340	1,26	11768	0,01	43,0	0,35	34,5	0,117	605,024	4,119	495,996
L	7900	1,26	7900	1,26	9954	0,00	7,1	0,37	12,9	-	70,673	3,683	128,406
Bózsva-patak völgye örlőiszap-hányók össz:					21722	0,005	31,48	0,36	24,60	0,117	576,697	7,802	534,402
Jó-hegy patak völgye + Bózsva-patak völgye örlőiszap-hányók összesen													
					29546					1,449	933,575	13,07	895,196
Kerekítve (kg):										1,5	930,0	13,0	895,196
Értéke (Au: 670 Ft/g; Ag: 10 Ft/g/millió Ft)										1,0	9,3	8,7	9,0
Értéke összesen (millió Ft):										10,3		17,7	

A telkibányai érctelérek és mellékközetek nyomelem tartalma (ppm)
Trace element content of the veins and host rock of the Telkibánya region

II. táblázat – Table II.

Kőzettypus, telér	Au	Ag	Be	Cd	B	Ga	In	V	As	Cr	Mo	Co	Ni	Sb	Ba	Cu	Pb	Zn	Mn
Kovás telér	15	700	2	5	16	6	2	4	100	50	2	1	1	80	111	100	5	5	160
Agyagos telér	1,8	119	1,6	5	40	30	110	50	5000	57	6	210	25	530	500	98	520	110	1000
Kovás kürtőbreccsa	–	768	1,5	6	160	25	420	55	2000	55	10	330	50	650	500	100	400	36	1000
limonitos jáspis	–	2	1	20	10	5	4	2	100	10	2	5	4	330	200	140	6	1000	2000
Kimutatási határ	1	2	1	5	2	1	2	2	100	10	2	1	1	20	10	5	5	5	10

A telkibányai kvarctelérek nyomelem tartalma (ppm)
(SZAKÁLLI S. 1988-89, komlói laboratórium spektrálemzés)

Kányahegy-i kvarc telérek	–	2	1	–	50	1	–	–	75	200	2	–	15	25	–	20	50	–	200
		1	–	–	50	1	–	20	–	100	10	–	5	4	400	5	40	–	400

Eredmények

A geokémiai kutatások adatai

A begyűjtött mintákból az OÉÁ recski laboratóriumában a Cu, Pb, Zn, Fe AAS módszerrel került meghatározásra. Az OÉÁ egri laboratóriuma 24 nyomelemet vizsgált, rácspetrográfus félkvantitatív módszerrel (As, B, Ba, Be, Bi, Cd, Co, Cu, Cs, Cr, Ga, Ge, In, La, Mo, Mn, Ni, Pb, Sb, Sn, Sr, Te, V, W). Ennek eredményeképpen 18 elemre kaptunk átlag feletti értéket:

- az agyagos telérekben az As, Sb, Ba, Co, In és Pb dúsul, jelentősebb Mn-tartalommal;
- a kovás breccsákban az As, Sb, Ba, Co, In és Pb dúsul, kiugróan magas az Ag tartalom;
- a kvarctelérek esetében feltűnő, hogy az alacsony nemesfém (Au, Ag) tartalom mellett a kísérő elemek is alig mutatnak dúsulást (II. táblázat).

Telkibánya 2. sz. mélyfúrás újvizsgálata

A Telkibánya 2. sz. mélyfúrást a Gye-pü-hegy DK-i oldalán a Baglyas-völgyben 1961-1965. között 1240 méterig mélyítették. A fúrásról SZÉKYNÉ FUX V. 1966-ban elkészítette a "Telkibánya 2 perspektivikus alapfúrás összefoglaló földtani jelentése" című munkát, mely az elsődleges földtani dokumentációt, illetve a fúrás értékelését tartalmazza. A fúrás anyagából akkor pénzühiány miatt nemesfém vizsgálatok nem készültek.

A Tb-2. fúrás újvizsgálatához nem állt rendelkezésre már a teljes fúróanyag. Az ELTE Ásványtani Tanszékének kőzetgyűjteményében, a KLTE Ás-

vány- és Földtani Tanszékének kutatási anyagában található kézi minták és a MÁFI Rákóczi-telepen több szakaszból megmaradt összesen 120 m maganyag újrajvizsgálatát tudtuk csak elvégezni.

- Ennek során a kálitrachit-andezit megnevezést a K-tartalom és az irodalom alapján (SZÉKYNÉ FUX 1966, 1970) adtuk meg.
- A kőzet meghatározásokat a makroszkópos leírás alapján minősítettük.
- A réteghatárokat az elsődleges fúrási leírásból átvettük (SZÉKYNÉ FUX 1966, 1970), bár egyes kőzet-minősítést eltérően határoztunk meg.

A Telkibánya 2. sz. fúrás részletes újrajvizsgálatával a rétegsor és a kőzetváltozások alapján az alábbi összefüggések állapíthatók meg (5. ábra) A legidősebb tortonai (badeni) andezit vulkanizmust tengerelöntés követte, majd dacitos vulkáni képződmények következtek. Ezután szarmata korú szubmarin andezites vulkanizmus jelentkezett. A dacitot egy andezit breccsa (844,1–847,9 m), illetve egy andezit telér (818,0–855,4 m) törte át, melyre amfibolandezit (799,0 m), majd egy hipersztén andezit összlet következett (pl. 733,3–736,0 m). A "kálitrachitnak" nevezett (K-metasomatit) alkálidús kőzetet az előző kőzetek átjáró káliumdús oldatok hozták létre. A kisebb-nagyobb szubvulkáni testek vagy vastag kőzettelérek (pl. 1066,3–1121,8 m) metasomatizált testeket (pl. 1220,3–1236,2 m) alkotnak, szegélyükön breccsás övekkkel (pl. 358,9–360,0 m). E kőzettesteken belül és a mellékkőzetekben is utó-hidrotermális kőzetelváltozási zónák jöttek létre, néha szimmetrikus elrendezéssel, a következő főbb típusokkal:

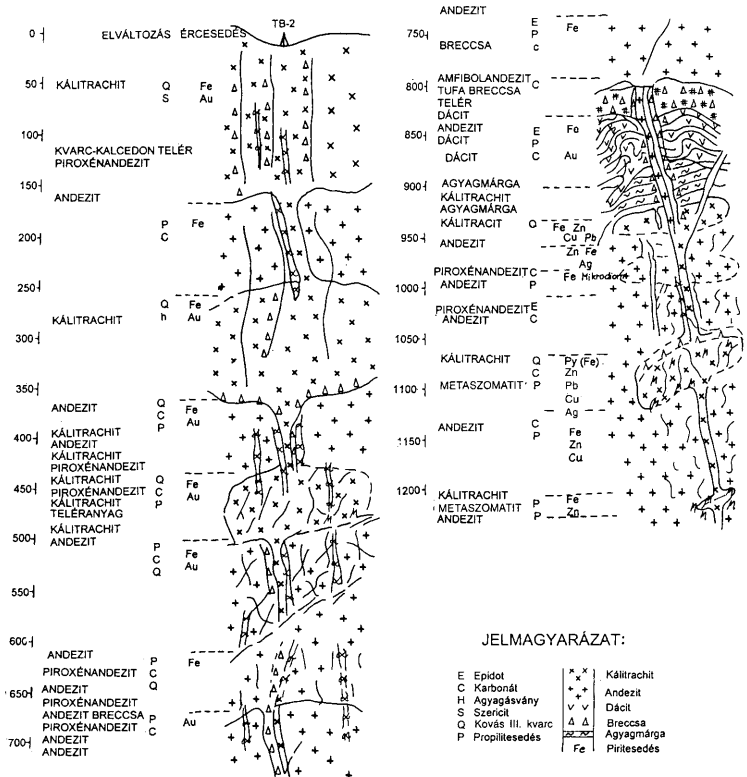
kovás–kvarc–szericites
 kovás–agyagásványos
 kovás–aduláros
 kovás–propilites
 kovás–karbonátos–propilites
 propilites–kloritos–karbonátos
 karbonátos–epidotos.

A kálimetaszomatózis után jelentkeztek ép piroxénandezit kőzettelérek. A szarmata korú ércesedés valószínűleg az utolsó fázishoz kötött, a piroxénandezitet alig érintve. Az idősebb badeni ércesedés alsó szinten hintett-eres polimetallikus stockwerkes típusú mind az andezitben (pl. 1121,3–1220,3 m), mind a kálimetaszomatitban (1066,3–1121,8 m) megjelenik. Ezen kívül polimetallikus galenit, szfalerit, pirit, kalkopirit tartalmú telérek is felismerhetők (935,1–949,0 m).

A szarmata korú nemesfém-ércesedés stockwerkes típusa szulfidhoz kötött (pirit, markazit). Itt az Au:Ag arány kb. 1:1-hez. Ez mind az átalakult andezitekben (486,6–500,0 m), mind kálimetaszomatitban (436,0–440,0 m) felismerhető. A kőzethatárokat kísérő intruzív breccsák és a felső szinti kovás-agyagos telérek nemesfém tartalma részben szabad aranyként, részben szulfidhoz kötve (argentit, pirargirit) jelentkeznek. A felső 100 méteren az Au:Ag arány kb. 1:100-hoz. Ezt az oxidációs–cementációs zónát bányászták le a középkorban (pl. András telér).

Földtani felépítés

Telkibánya környéke földtani felépítésében a felszínen döntően alsó-szarmata korú vulkanitok (andezit, riolit, riolituffa), alárendelten alsó-szarmata agyag és konglomerátum, valamint limnikus üledékek vesznek részt (GYARMATI 1977). A Baglyas-völgyben a Tb. 2. sz. szerkezetkutató fúrás a szarmata képződmények alatt 790–1240 m között tárta fel a badeni üledékes-vulkáni és magmás összletet,



5. ábra. Telkibánya 2. sz. fúrás földtani szelvénye és értelmezése

Fig. 5. Geological profile and interpretation of the drilling hole Tb. No. 2

de az alaphegységet nem érte el (SZÉKYNÉ FUX 1970). A vulkanitok erőteljes kőzetelváltozást szenvedtek. A badeni dacitogén propilittel és riolit piroklasztikumokkal megy át a szarmata vulkaniutokba.

A szarmata idején 1000 m-t elérő vastagságú szubvulkáni-vulkáni összlet képződött, mely később kálimetaszomatizált szövetet szenvedett.

A kutatási területen a kálimetaszomatizált andezit a nemesfémek fő érchorozó kőzete. A szarmata andezites tevékenységet riolitos vulkanizmus követte.

A fedő szarmata-pannon üledékes összlet: tufás, agyagos, homokos kőzetekből, limnikus üledékekből áll.

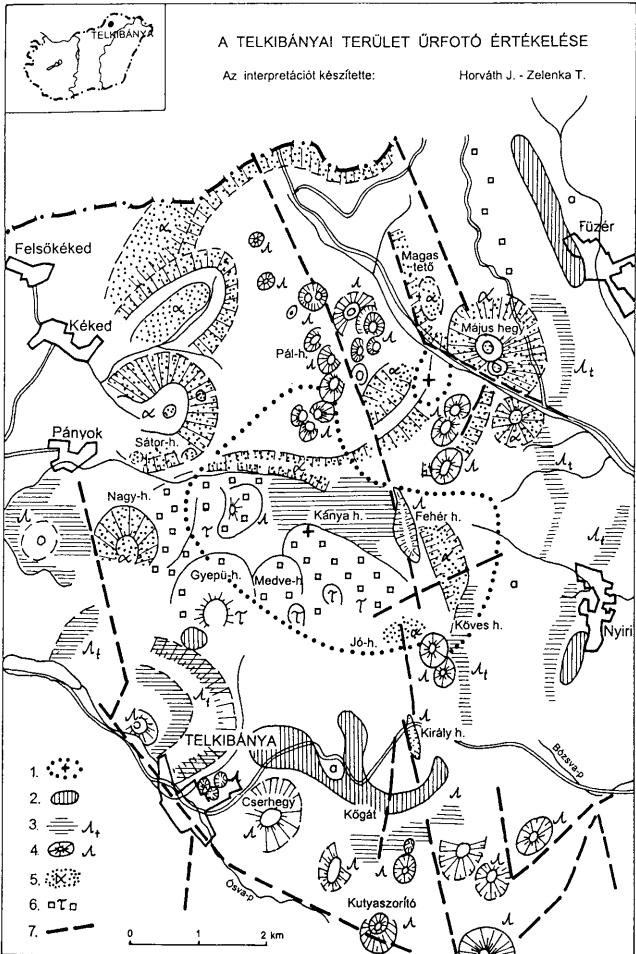
Vulkanológiai viszonyok

A korábbi kutatások (SZÉKYNÉ FUX 1970; GYARMATI 1977) eredményeit a legújabb vizsgálatokkal kiegészítve (HORVÁTH 1985, 1991) az úrfelvételek és légifotók értelmezése alapján (6. ábra) Telkibánya-Kéked-Hollóháza, Nyíri térségében 2 db kb. 7 km átmérőjű andezit anyagú paleovulkáni kaldera szerkezet ismerhető fel, melyeket a Hasdát-völgy választ el egymástól. A piroxénandezites képződmények morfológiailag 500–600 méteres csúcsokkal jelentkeznek, a kaldera felé eső oldaluk meredekebb, a külső oldal laposabb. A D-i kaldera É-i részén több szubvulkáni-vulkáni kálimetaszomatizált test található (Kánya-hegy, Medve-hegy, Gyepü-hegy). A szubvulkáni-vulkáni testekben főleg É–D-i csapású kihülési repedések mellett nemesfém tartalmú kovás-agyagos telérek és ezek mellett több méter vastag kovás-breccsás zónák találhatók. A kaldera szerkezetek körül mindenütt felszínre bukannak a szarmata faunájú agyag, agyagmárga, homokos agyag, homokkő anyagú üledékes képződmények. A D-i kaldera DNy-i szegélyén kb. 1,5 km sugarú riolittufa vulkán ismerhető fel, kitérésű központtal. A D-i kaldera Telkibánya felé eső részét az Ósva-völgy ÉNy–DK-i irányú tektonikus szerkezete roncsolta el (6. ábra). Az É-i kalderán belül több riolit dagadókúp is azonosítható, a különböző savanyú riolit lávaár fáciesekkel (folyásos, litofizás, szferolitos) (FEGYVÁRI et al. 1989). Az egész területet hidrotermális kvarcit telérek hálózata át. Ezekhez kapcsolódóan a riolit, riolittufa és a kálimetaszomatit testeken belül epitermális gejzir kvarcit, limnokvarcit foltok, lencsék találhatók.

A Kánya-hegy Ny-i oldalán kovás, polimikt konglomerátum helyezkedik el, melyet hidrotermális oldatok kovásítottak át. A kutatási területtől É-ra Kéked-Pányok között a Lápis-hegy-Nagysátor területén, valamint Hollóháza-Május-hegy területén egy-egy andezit paleovulkán kettős gyűrűs szerkezete ismerhető fel határozott kitérésű központtal (FEGYVÁRI et al. 1989).

Kőzettani adatok

A területen korábban részletesen ismertetett kőzettípusok (pl. piroxénandezit, riolit stb.) (HERRMANN 1952; Székyné FUX 1970; GYARMATI 1977; ILKEYNÉ PERLAKI 1978a, b) kiegészítéseként a kálimetaszomatitot ("kálitrachit"-ot) kísérő, vagy annak utólagos átalakulásaiból az alábbi kőzetváltozatok ismertek:



6. ábra. A telkibánya terület űrfotó értékelése. 1. gravitációs (pozitív) anomália; 2. szarmata agyag; 3. riolituffa; 4. riolit; 5. andezit; 6. kálmetaszomatit; 7. törésvonal

Fig. 6. Interpretation on satellite photograph of the Telkibánya region. 1. positive gravitational anomalies; 2. sediments; 3. rhyolite tuff; 4. rhyolite dome; 5. andesite; 6. K-metasomatite; 7. tectonical line

Propilites kálimetaszomatit ("kálitrachit"). A zöld, zöldesszürke propilitesandezit utáni kálimetaszomatit a primer zóna határán halvány rózsaszínű, hűszínű, az oxidációs zónában sárgásfehér, limonitos. Néhol 1–2 mm-es pirit kristályok ismerhetők fel benne.

Az agyagos kálimetaszomatit ("kálitrachit"-ban) az agyagásványosodás vagy az egész kőzetet érinti, vagy foltokban, lencsékben, fészkekben jelentkezik. A tektonikus zónák mellett is intenzív agyagásványosodás észlelhető.

A kovás kálimetaszomatit ("kálitrachit") a telérek mellett és a tektonikusan töredezett zónák mentén jelentkezik. Az agyagásványos, kvarcos telérek mellékkőzeteit részben a hidrotermális oldatból származó, részben az erőteljes agyagásványosodás során felszabaduló kovasav itatja át.

Aduláros erek–telérek többnyire a kálimetaszomatit és a mellékkőzet repedéseit töltik ki, vagy a repedések falán fennőve néhány mm-es kristályokat alkotnak.

Kovás telérek az ércstelérek felső zónáját képezik, általában tömör, vagy sejtűreges kvarckitöltések formájában. Mélyedéseiben, oldási nyomok helyén, sárga szulfosók nyomai lelhetők fel. Helyenként kvarcdruzák találhatóak, ezek is érc-tartalmúak. A kvarcitos erek mellett néhol cinnabarit is jelentkezik (SZAKÁLL 1988).

Agyagos telérek a mellékkőzet és a breccsák határán, vagy a breccsák hasadékaiban, repedéseiben találhatóak, 10–100 cm vastag, többszáz méter horizontális és vertikális kiterjedésű képződmények. Az okkeres kaolinos részeken kismértékű, a montmorillonitos részeken nagy nemesfém koncentráció jellemző. Ezek az agyagos telérek képezték a történelmi nemesfém bányászat fő termelési anyagát.

Őszesült riolitártufa. Sárgásszürke, durva-horzsaköves riolit ártufa, melyben a horzsakövek elagyagásványosodtak és többnyire kimálltak, ezért "darázköves" szövetet mutatnak. Az alapanyaga devitrifikált üveg, melynek egy része zeolitosodott (klinoptilolit), krisztobalitosodott. A Kánya-hegy gerince körül utólagos káliföldpátosodás (K_2O 7–8%), kovásodás, alunitosodás is megfigyelhető benne. A feké felé osztályozott, vízben felhalmozott réteges típusa ismert, mely az alsó-szarmata agyagos tufit felett települ, a felső részén is finomszemű, osztályozott áthalmazott tufába megy át.

Konglomerátum, breccsa az áthalmazott riolitufára települ. A keresztreteg-zett anyag egyes helyeken breccsának, másutt kavicsos homokkőnek, illetve konglomerátumnak tűnik. A kőzetanyag heterogén, van ahol tiszta vörös és limonitos riolit törmelékből áll, másutt agyagpala, szericitpala és metamorf kvarcit darabokat tartalmaz. A konglomerátum kötőanyaga kvarc, albit, néha káliföldpát. Folyóvízi szállításra utal a kavicsok koptatottsága és egyirányú keresztretegzettsége. Egyes helyeken kovás kötőanyagú, a másodlagos kovás oldatok az eredeti kőzetet átkovásították, néhol limonitos bekérgezések és kvarc-erek járók át.

Az intruzív-vulkáni breccsák és képződésük. A területen az ércesedéssel kapcsolatban nagy jelentősége van a breccsának. Az ilyen típusú kőzeteket a régebbi

kutatások során részben pseudoagglomerátumnak minősítették (SZÉKYNÉ FUX 1970).

A területen a breccsák három alaptípusa különíthető el:

- agyagos kötőanyagú, glauchszerű telérbreccsa (PÁLFI 1929)
- pirites-kovás kötőanyagú hidrotermás eruptív breccsa,
- szubvulkáni testek és a mellékkőzet határán képződött benyomulások intruzív breccsa.

Telérbreccsa. Az agyagos telérek egyes szakaszai a felmorzsolts mellékkőzet erősen elbontott darabjait tartalmazzák szögletes klasztokként. Genetikailag a telérek képződés utolsó fázisának terméke, amikor a vető-(telér)menti elmozdulás során a mellékkőzet összetöredezett és darabjai a teléragyaggal keveredtek. Az agyagos telérekben az általunk vizsgált vágatszinteken és aknában nagy elterjedésben megtalálhatók (pl. Vendelin-telérek, Gusztáv Adolf táró).

Ezeket a típusú érchordozó kőzettesteket a korábbi bányászat során nagyrészt leművelték.

Hidrotermális breccsa. A hintett piritet tartalmazó, bontott, kovás andezit- és kálimetaszomatit klasztok sötétszürke, fekete pirites kovás kötőanyagba ágyazottak. A klasztok alakja, mérete és elhelyezkedése, valamint a mátrixhoz viszonyított aránya rendkívül változatos. A mátrixban "úszó", szabálytalanul elhelyezkedő klasztoktól a mozaikszerűen összeilleszthetőn keresztül az érhálóság (stockwerk) folyamatos az átmenet. Képződésének körülményeiről a terepen végzett kutatások (1985-1991) makroszkópos megfigyelései és a kvarcokon végzett folyadékzárvány vizsgálatok szolgáltatott adatokat (HAJDÚ 1987). A fluidum 230 °C körüli hőmérséklete nagyobb a telérekénél (kb. 200 °C). A későbbi részletes gáz folyadék zárvány-vizsgálatok (MOLNÁR 1991) ezeket az adatokat és a genetikai értékelést pontosították.

A nagyon gyakori "felforrási" zárványszöveti kép a fluidum rendszeresen ismétlődő felforrására és felhabzására utal, ami - felszínközeli körülmények között - hidrotermális robbanások eredménye. A mechanizmus lényege az, hogy a finom repedésrendszereket gyorsan elzáró fluidumban a mélyből jövő utánpótlás miatt túlnyomás jön létre, ami a kőzetek szétrobbanását eredményezi. Ennek következménye az oldat felhabzása (az oldott illók gyors távozása és felforrása) a gőzfázis elkülönülése (NELSON & GILES 1985). Ugyanez a folyamat - elsősorban a felhabzás - felelős az Au-oldatból való kicsapódásáért, mint azt recens geotermális mezőkön megfigyelték (BROWN 1986). Ha elfogadjuk, hogy az Au szállítása biszulfidos komplexek formájában történik, így oldhatósága elsősorban a rendszer H₂S-tartalmától függ (SEWARD 1982). A hidrotermás breccsásodás és aranykiválás között tehát igen szoros genetikai kapcsolat van. A kőzetrepesztés a fluidum feláramlás tengelyében a leghatékonyabb, attól távolodva egyre csökken, a központban a mellékkőzet breccsásodásához vezet. A breccsatestek a fluidum feláramlási vonala mentén elnyújtott formát mutatnak. A mélység felé fokozatosan mennek át az érhálóság szerkezetű környezetbe (pl.: 5. ábra, Telkibánya 2. sz. fúrás 400-402 m), ami fontos megkülönböztető bélyeg az intruzív breccsáktól. Ez utóbbiak éles határvonallal érintkeznek a két eltérő kőzettest határán, szállított, polimikt anyaguk gyakran kerekített, kop-

tatott, kötőanyaguk magmás vulkáni kőzet, képződési hőmérsékletük magasabb (pl.: 5 ábra, Telkibánya 2. sz. fúrás, 350–360 m, 1050–1060 m).

A telkibányai erupciós breccsák a nemesfémkutatás szempontjából perspektivikusak. Az általunk vizsgált több mint 300 breccsaminta elemzési eredményei alapján megállapítható, hogy a közepes Au-tartalom (0,1–1,0 ppm) mellett magas Ag koncentráció (30–750 ppm) jelentkezik bennük.

Kőzetváltozási zónák

A kőzetváltozás három formában jelentkezik:

- az intruzió regionális öves elrendeződése szerint
- az érctelérek melletti elváltozásként
- az oxidációs-cementációs és redukciós zónák függvényében a helyi erózió-bázis szerint.

A kőzetváltozási zónák az egykori intruzív-szubvulkáni test oldalirányú övességében, valamint a mélység felé függőleges elrendeződésben figyelhetők meg az intruzív test felső részétől lefelé haladva a következő elrendeződésben:

A kovás-szericites átalakulás az intruzív test mellékkőzettel érintkező zónái mellett, valamint annak csúcsi részén a legjelentősebb. Másodlagosan az ércelérelek felső zónájában illetve az azt kísérő breccsákban mutatkozik (5. ábra).

- Az agyagásványos átalakulás (kaolinites–illites–montmorillonitos) három részre tagolódik térbeli helyzet szerint.
- A kovás öv alatt a felszíntől számított kb. 100 m mélységig a kaolinites zónát találjuk.
- Az illites–montmorillonitos öv mind a teléragyagokban kitöltésként, mind a mellékkőzetekben agyagásványos elbontás formájában kb. a felszíntől számított 400 m-ig követhető (SZÉKYNÉ FUX 1965).

A kloritos átalakulás a mélyebb zónákban uralkodóvá válik (SZÉKYNÉ FUX 1965).

A propilites átalakulás mind a kálimeszomatit szubvulkáni tömegében, mind az andezites kőzetekben az intruzió szélén felismerhető. Ezen belül ugyancsak zónás átalakulás jelentkezik:

- kloritos-karbonátos átalakulás a felsőbb részeken,
- kloritos-epidotos átalakulás a mélyebb szinteken található, mindkét esetben jelentős piritisedés kíséretében (SZÉKYNÉ FUX 1970).

Szerkezeti viszonyok

A terület minden oldalról szerkezetiileg lehatárolt. SCHERF (1954) nagyszámú statisztikus mérés alapján a következő fő tektonikai irányokat mutatta ki:

84°–264° csapású	ércmentes tektonikai hasadékok,
338°–158° csapású	érces kőzet-elváltozási zónák,
10°–190° csapású	érces kőzet-elváltozási zónák

Vizsgálatok szerint a fiatal szerkezeti elemek a közel É-D-i csapású törések, melyek mentén vízszintes és függőleges elmozdulás is tapasztalható. Ezekhez a törésekhez általában erőteljes ércesedés kötődik (SCHERF 1954; HORVÁTH 1985-1991).

Jellemzők még az ÉNy-DK-i és a K-Ny-i töréses zónák.

A fő É-D-i csapású telérek dőlésszöge általában meredek, közel függőleges, dőlésiránya közel K-i, vagy közel Ny-i.

Pl.: Jószerencsét telér $90/70^\circ - 105/85^\circ$, $275/70^\circ$

Sinta-hegyi telér $255/85^\circ - 270/75^\circ$

Az ÉK-DNy-i csapású keresztirányú telérek sokszor íves síkot alkotnak ÉNy-i dőléssel.

Brenner telérek $266/70^\circ - 285/87^\circ$, $291/53^\circ - 310/68^\circ - 325/62^\circ$

Az ÉNy-DK-i csapású telérek lapos dőlésűek.

Néhány jellemző tektonikus irány dőlése az elmozdulás rögzítésével jellemezhető:

Vízszintes-oldalirányú elmozdulás:	$60/80^\circ$, $125/85^\circ$, $275/70^\circ$, $340/80^\circ$, $300/67^\circ$, $235/60^\circ$, $315/90^\circ$
Ferde (Ny-i) irányú elmozdulás:	$245/55^\circ$, $285/87^\circ$, $266/70^\circ$
Ferde (É-i) irányú elmozdulás:	$85/85^\circ$
Függőleges dőlésirányú elmozdulás:	$180/65^\circ$, $290/85^\circ$, $335/75^\circ$, $90/70^\circ$ $105/85^\circ$, $385/90^\circ$
Ércesedést elvető nagytektonikus öv:	$188/87^\circ - 180/75^\circ$
Ércesedést kísérő breccsák:	$135/70^\circ$, $280/85^\circ$, $320/75^\circ$
Tektonikus breccsák:	$245/50^\circ$, $10/75^\circ$

Az ércesedés zonalitása

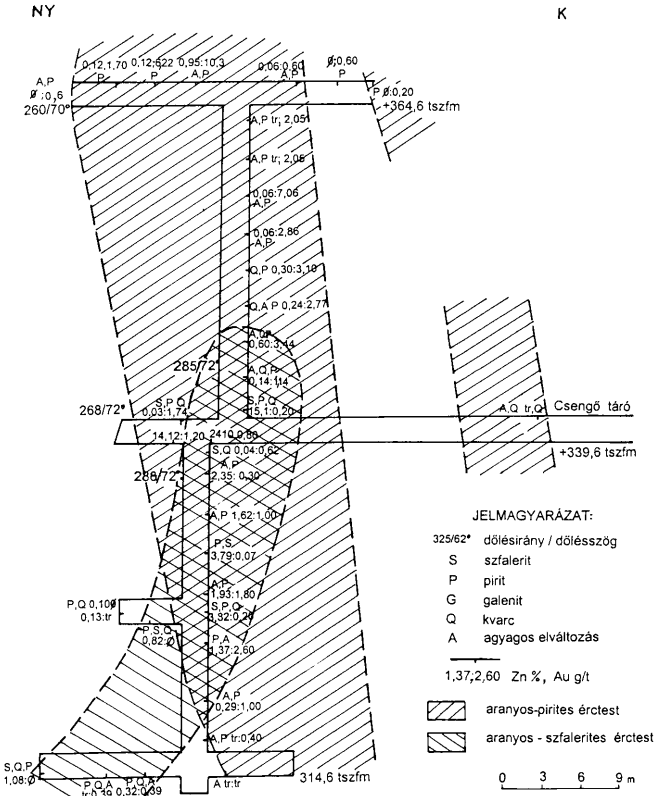
Az ércesedés a felszínközelségben mind a Gyepü-hegyen, mind a Kánya-hegyen a szarmata korú szubvulkáni testekhez kötött. A mélyebb szinteken a kálimetaszomatózis hatására különböző méretben átalakult piroxénandezit összetételű intenzíven propolitesedett kőzetek is ércesedtek.

Az badeni korú szubvulkáni test a Telkibánya 2. sz. mélyfúrás adatai szerint 1200 m mélységben is megtalálható, végig érces nyomok kíséretében (SZÉKYNÉ FUX 1970). A rendelkezésre álló adatok alapján a felszíntől a mélység felé felül szarmata, alul a badeni képződményekben a következő érces zónák figyelhetők meg:

- Telérkvarchoz kötött termésarany ércesedés (Au 1-15 g/t) jelentkezik. A kvarcitban található hegyikristály kvarcok epitermális hőmérsékleten képződtek (200°C), ezekben az ezüst ásványtársulás a jelentősebb (Ag 100-750 g/t) (HAJDÚ 1987). A többszinten feltárt telérek vizsgálatai alapján (Jupiter, Lobkowitz, Jószerencsét) a telérben az ércesedés feldúsulása kéményes

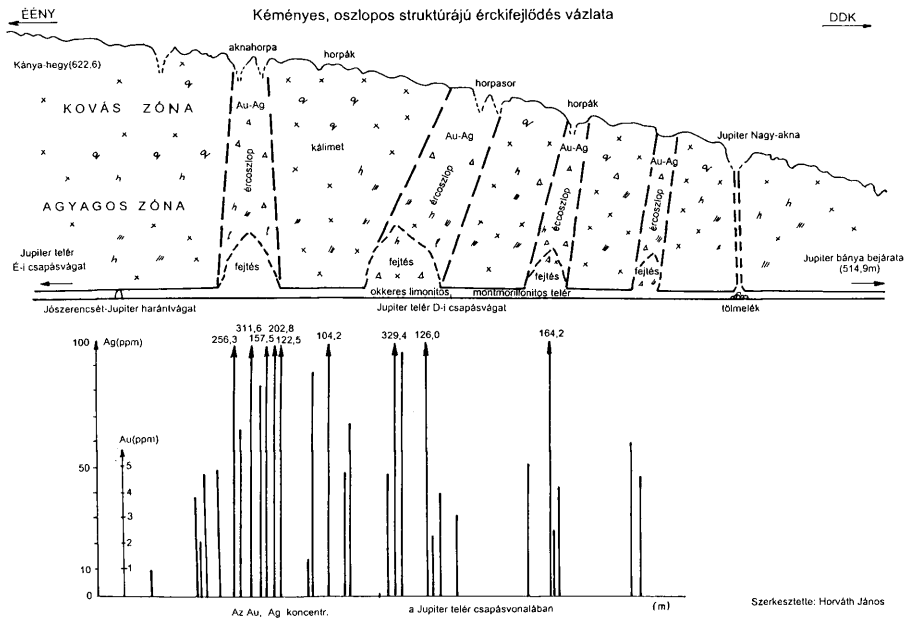
struktúrát mutat. Ezt bizonyítja a régi fejtések, feltörések elhelyezkedése is (7. ábra).

- Pirithoz kötött nemesfém-ércesedés (arany és ezüst komplex szulfidok) főleg az agyagásványos (kaolinit, illit, montmorillonit) kitöltésű telérekben jelentős, ugyancsak magas Au (1–70 g/t), illetve Ag (100–400 g/t) tartalommal. A középkori tárobányászat elsősorban ezt az övet fejtette.



7. ábra. Telkibánya, Lobkowitz telér érc kifejlődése dőlés mentén

Fig. 7. Ore structure of the Lobkowitz vein (following the dip of the vein)



8. ábra. Horizontális és vertikális zonalitás a Jupiter telér csapásvonalában

Fig. 8. Horizontal and vertical zonation along the strike of the Jupiter vein

- Polimetallikus ércesedés szfalerit, galenit, kalkopirit, pirit ásványtársulással a mélyebb zónákban található, mely jelenleg a primer övben helyezkedik el. A Lobkowitz-telér Csengő-táró 80-as szintjén az É-i csapásvágatban végzett feltáró munka (SZÉKYNÉ FUX 1970) azt mutatta, hogy a nemesfém-ércesedés részben a szfalerithez, részben a pirithez kötött:

szfalerit	Au 2,0 g/t	Ag 52,0 g/t	Zn 60,25%
pirit	3,3 g/t	52,0 g/t	

A telérkitöltés eltérő a két típusnál, ugyanis a szfalerites ércesedés kovás-kalcedonos, pirites telérhez kötött, míg az önálló pirites ércesedést az agyagban található kvarcos gumók, fészkek kísérik. A két telér-rész egymás mellett átfedésben is megtalálható, bizonyítva a legalább kétszakasú ércképződést. A két-féle érckitörés méretében és helyzetében eltérő jellegű, eltérő dőlés mellett. A teléren belül ércoszlop ismerhető fel, eltérő irányú dőléssel.

A három szinten 50 m pillérmagasságban feltárt Lobkowitz-telér adatai alapján (7. ábra) a teléren belül a szfalerites ércoszlop D-felé dől kb. 70°-kal, míg azt keresztezve az aranytartalmú pirites ércoszlop 85°-kal É-ra dől. A két ércoszlop méretei a következők:

Teléranyag	Vastagság	Magasság	Szélesség
szfalerit pirites kvarcos	30–40 cm	35 m	8 m
pirites kvarc-fészkes anyag	15–30 cm	50 m	15–17 m

A Lobkowitz-telér Csengő-táró által feltárt nemesfémdús részei azt bizonyítják, hogy Telkibányán a Kánya-hegy teléreinek legalább 300 m pillérmagassággal lehet számolni (Kánya-hegy csúcs + 622,6 mBf.).

Ezt a megállapítást megerősítik a középkori nemesfém-táróbányászat alsó szintjei is (Veresvizi altáró + 368 mBf, Gusztáv Adolf táró + 347 mBf).

- Mélyebb szinti stockwerkes, impregnációs *pirites ércesedés* a Telkibánya 2. sz. mélyfúrás adatai szerint a következő érckitöltési formában ismerhetők fel:
 - pirites, kalcedonos, kovás erek,
 - pirites kalcit erek,
 - pirites, kalcedonos, agyagos telérek.
- Az idősebb mélyszinti ércesedésre a Telkibánya 2. sz. fúrás badeni agyag alatt elhelyezkedő része utal. Itt az intruzív testben két szinten nagyobb vastagságban jelentkező ércesedés (SZÉKYNÉ FUX 1970).
- 835,2–949,0 m között erősen pirites kálimetaszomatitban több szalagos polimetallikus (szfalerit, galenit, pirit) érctelér jelentkezett,

– 1060,0–1120,0 m között propilites andezitban és kálimetaszomatitban érhálós formában polimetallikus (szfalerit, pirit, markazit) ércesedés ismerhető fel.

Mindezek alapján a telkibányai (kálimetaszomatózishoz kötött) epitermális ércesedés zonalitása azt bizonyítja, hogy a felső részen a teléres, breccsás zónákhoz kötött nemesfém feldúsulás (5. ábra) lefelé stockwerkes ércesedésben folytatódik.

A mélység felé a nemesfém tartalom mellett a polimetallikus teléres ércesedés jelenik meg, majd a propilites–epidotos kőzetátalakulás mellett nagyobb tömegű a pirités–polimetallikus érhálós hintett-eres ércesedés következik.

Ez az érczonalitás az irodalomból ismert epitermális Au–Ag modellek rendszerébe tartozik (BERGER 1983).

Irodalom – References

- ASNLEY, R.P. 1990: Epithermal Gold Deposits. Part I. – *U. S. Geol. Survey Bulletin* 1857–H. 1–7.
- BEM B. 1953: Kéked–Telkibánya–Nagybózsva környékének földtani viszonyai és érc-előfordulása. – *Földtani Intézet Évi Jelentése az 1950. évről* 25–27.
- BERGER, B.R., SIMON P.J. 1983: Conceptual models of epithermal silvergild deposits. – *In: W.C. Shanks (ed.): Volume on Unconventional Mineral Deposits. American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers, New York, 191–205.*
- DOETLER, C. 1874: Über einige trachite des Tokaj–Eperjeser Gebirges. – *Miner. Mittheil.* H. 3. 199–222.
- FEGYVÁRI, T., HORVÁTH, J., ZELENKA, T. 1989: Paleovolcanic structures in the North-Tokaj mountains interpreted on the basis of satellite imagery and areal photography. – *Acta Geol. Hung.* 32/1–2. 183–190.
- GILES és NELSON in SAWKINS, F. J. 1984: Metal deposits in Relation to Plate Tectonics, p. 54. Springer Verlag
- GYARMATI P. 1977: A Tokaji-hegység intermedier vulkanizmusa. – *MÁFI Évk.* 58. 195 p.
- HAJDÚ L. 1987: A telkibányai ércesedés vizsgálata korszerű anyagvizsgálati módszerekkel. – Szakdolgozat 84 p.
- HERMANN M. 1952: Telkibányai riolitok és andezitek petrográfiaja és petrokémiaja. – *Földt. Közl.* 86. p. 349.
- HORVÁTH J. szerk. 1985–1991: A Telkibánya környéki régi bányák vizsgálata. – MONTAN GM Kutatási Jelentések 1985–1990. MÁFI Adattár Összesített oldalszám: 241 p.
- ILKEYNÉ PERLAKI E. 1967: Magyarázó a Tokaji-hegység földtani térképéhez. 1:20 000-es sorozat, Gönc 48 p.
- ILKEYNÉ PERLAKI E. 1978a: Magyarázó a Tokaji-hegység földtani térképéhez. 1:25 000-es sorozat, Hollóháza–Füzérkajata 77 p.
- ILKEYNÉ PERLAKI E. 1978b: Magyarázó a Tokaji-hegység földtani térképéhez. 1:25 000-es sorozat, Nyíri 55 p.
- KOCH S. 1985: Magyarország ásványai. 2. kiadás. – Akadémiai Kiadó 312–321.
- LENGYEL E. 1940: Telkibánya környékének ércgenetikai viszonyai. – Jelentés a Jövendőki mélykutatás 1947–48. évi munkálatairól. p. 308.
- LIFFA A. 1953: Telkibánya és környékének földtana és kőzettana. – *Földtani Intézet Évkönyve*, 41/3 p. 1.
- LIFFA A. 1955: Telkibánya bányaföldtani viszonyai. – *Földtani Intézet Évkönyve*, 42/4. p. 211.
- MÁTYÁS E. 1988: Jelentés a telkibányai kálittrachit kutatásáról. Kézirat MÁFI Adattár.
- PÁLFY M. 1935: Tanulmányok az Eperjes–Tokaji-hegységben. – *Földtani Intézet Évi Jelentése 1925–28-rol*, p. 186.

- POLLNER J. 1948: Jelentés a pányoki és a telkibányai ércutatások bányászati szemléjéről. – Jelentés a Jövedéki Mélykutatás 1947–48. évi munkálatairól. p. 335.
- POLLNER J. 1948: Jelentés a Pálháza vidékén az 1947. évben végzett geofizikai mérésekről. – Jelentés a Jövedéki Mélykutatás 1947–48. évi munkálatairól. 286–288.
- RICHTHOFEN, F. 1858: Trachite in nordöstlichen Ungarn. – *Jahrbuch d. K. K. Geol. Reichanst.* Bd. IX. p. 150.
- RICHTHOFEN, F. 1860: Studien aus den ungarisch-siebenbürgischen Trachite-Gebirgen. – *Jahrbuch d. K. K. Geol. Reichanst.* Bd. XI. 154 p.
- RICHTHOFEN, F. 1860: Studien aus den ungarisch-siebenbürgischen Erzgebirgen. – *Jahrbuch d. K. K. Geol. Reichanst.* Bd. XI. 228.
- SCHERF E. 1950–1954: I–X. sz. Jelentések a Telkibánya környékén végzett bányaföldtani felvételről. – Kézirat. MÁFI, Összesített oldalszám: 302 p.
- SCHERF E. 1954: A telkibányai kálitrachit előfordulásának geológiai és kémiai viszonyairól. – MÁFI. Kézirat 50 p.
- SCHERF E. 1960: A telkibányai bányászat története 1950-ig. – Ércbányászati Feltáró Váll. Kézirat
- SCHERF E. 1961: Zárójelentés a telkibányai bányászati kutatásokról. OÉÁ. – Kézirat.
- SZABÓ J. 1866: Tokajhegyalja és környékének földtani viszonyai. – *Math. Term. tud. Közl.* 4. 226.
- SZAKÁLL S. 1988: Előzetes jelentés a Tokaji-hegység Hg-Sb indikációk ásványtani-geokémiai vizsgálatairól. – KFH Adattár. Kézirat 38 p.
- SZÉKYNÉ FUX V. 1966: Telkibánya II. perspektivikus alapfúrás összefoglaló földtani jelentése. – Kézirat KLTE Ásvány és Földtani Tanszék
- SZÉKYNÉ FUX V. 1970: Telkibánya ércesedése és kárpáti kapcsolatai. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 1–266.
- SZÉKYNÉ FUX V. 1965: Vertical Zonig of Clay Minerals Accompanying Hydrothermal Mineralization. – *Acta Geol. Acad. Sci. Hung.* 9. p. 259.
- TÓTH M. 1882: Magyarország ásványai – Budapest, 568 p.
- TOOKER, E.W. 1990: Gold in Porphyry Copper Systems. – *U. S. Geological Survey. Bulletin* 1857–E. p. 24.
- WENDERBORN, S.T. 1905: Die Gold und Silber Erzlagerstätte von Telkibánya in Oberungarn. Brad.– Kézirat
- A kézirat beérkezett: 1995. 04. 05.*

Táblamagyarázat – Explanation of plates

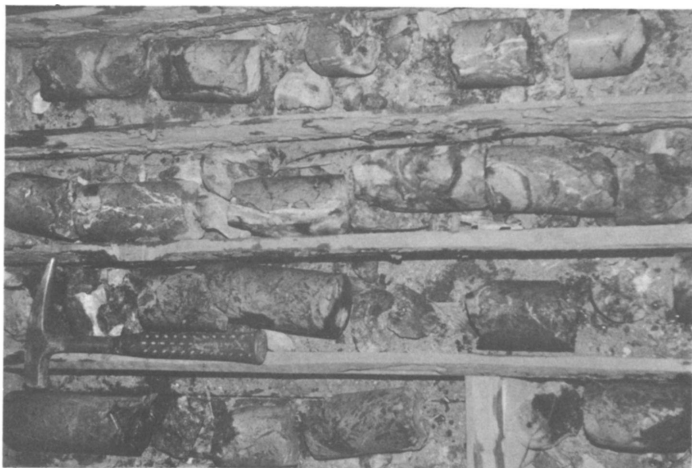
I. tábla – Plate I

1. Propilites, karbonátos, limonitos stockwerkes andezit (Tb. 2. sz. fúrás)
Stockwork structure andesite containing propilite, carbonate, limonite
2. Kovás polimikt breccsa
Polimict silica breccia

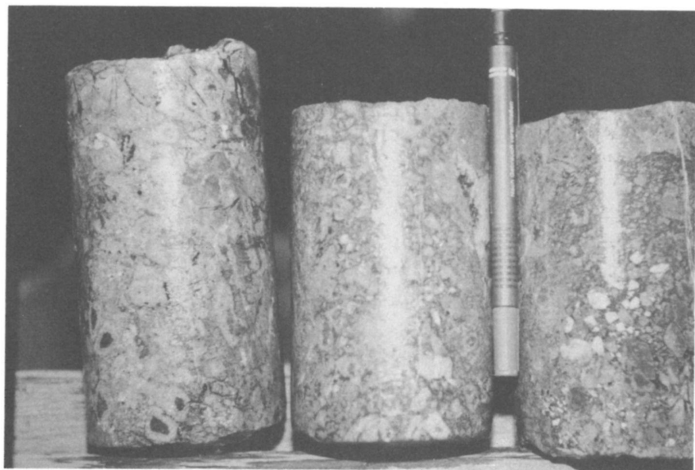
II. tábla – Plate II.

3. Gusztáv Adolf táró. Breccsás telérkifejlődés. Vendelin telér
Gusztáv Adolf adit. Brecciated mineralized vein zone. Vendelin vein
4. Teréz táró. Breccsás, limonitos telér. Lobkowitz telér
Teréz adit. Brecciated mineralized vein with limonite, Lobkowitz vein

I. tábla – Plate I.



1

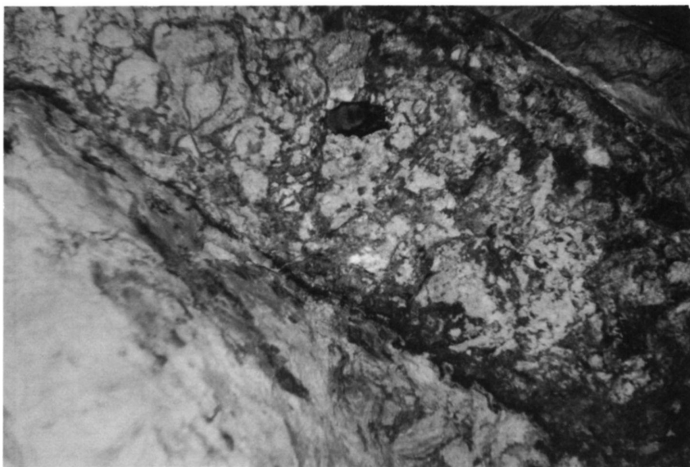


2

II. tábla – Plate II.



1



2

A Kiruna-típusú ércek genetikai újraértékelése

Genetic re-evaluation of Kiruna-type ores

PARÁK Tibor

(14 ábra, 6 táblázat)

Előszó

A svédországi Lappföld több vasércelfordulásának felszíni kibúvási már többszáz éve ismertek. Az első hivatalos szemrevételezésről szóló jelentést a Kiirunavaara–Luossavaara ércelfordulásokról, genetikát is érintő véleménnyel, egy 1875-ben kiküldött "kommissio" tette közzé. A jelentésben a vasérceteket üledékes eredetűnek tekintették. Ezt követően rövid tanulmányutakra alapozott cikkek jelentek meg a szakmai irodalomban, különböző genetikai értékeléssel. A legfontosabb részletes ásvány-közzetani és strukturális felvételezést Per GEIJER egy disszertációban jelentette meg 1910-ben. Ebben a munkában GEIJER a Kiruna melletti érceket egy könnyenillókban feldúsult vasérccláva kiömlésének tekintette. Ezt az extrúziós felfogást 1919-ben intrúziósra változtatta és 1931-ben az "apatitos Kiruna-típusú" érceket az intruzív-magmás ércek klasszikus képviselőjének írta le. 1910 után, GEIJER főleg csak a bányamérnökség megfigyeléseire támaszkodva követte a Kiirunavaara–Luossavaara bányászati fejlesztésével kapcsolatos, geológiát is érintő feltárásokat. Maga, mint szakértő, csak időnként látogatott a helyszínre, de számos írásban védte felfogását a következő hat évtized alatt. A bányaművelő Luossavaara–Kiirunavaara részvénytársaságnak (LKAB), a jelenleg legnagyobb svéd bányavállalatnak, 1957-ig nem volt főállású geológusa. Ezért az akkori bányatérképek geológiai kiértékelésre korlátozottan használhatók. Ugyanis abban az időben a térképeken csak az érceket és mellékközetét különböztették meg két színnel, majd később a fekűt, érceket és a fedőt három színnel. Feltehetően sok értékes adat megfigyelése és dokumentálása maradt el. Az első geológust 1957-ben alkalmazta Kirunában a már állami tulajdonba került vállalat és a bányageológiai szolgálatot négy geológus és egy geofizikus alkalmazásával építette ki. 1977-ben az LKAB kb. 50 diplomással és 45 technikussal kutatási vállalatot alapított új ércek felkutatására. Ezt a vállalatot azonban, új állami ásványpolitikát követve, 10 évvel később megszüntették. Jelenleg két főiskolát végzett geológus látja el a geológiai szolgálatot a "világ legnagyobb földalatti bányájánál".

A szerző 1958-tól számítva, a 30 éves lappföldi működéséből, 25 évet az LKAB szolgálatában töltött mint bányageológus, felvételező geológus, főgeológus, mint a vállalat egyik igazgatója, és végül mint tanácsadó. A bányaiparnál töltött időszak alatt a tárgykörhöz tartozó anyagból, 1965-ben Fil. Lic. vizsgát tett (ún. kis doktorátus), 1973-ban doktorált és 1974-ben egyetemi docens címet nyert a Stockholmi Egyetemen, majd ezt követően professzori címet a Luleai Műszaki Egyetemen.

Bevezetés

E dolgozatban a Kiruna-típusú ércekteknek és azok mellékközzeteinek földtani jellemzőit foglaljuk össze.

A típusnevet tehát az észak-svédországi Kiruna település (1948 óta város) adta, ahol a város peremén fekvő Kiirunavaara telepében jelenleg csak földalatti bányászat folyik. Ettől északra foglal helyet a vetővel elmozdított és már jórészt kibányászott Luossavaara telepe. Kiirunavaara és Luossavaara között kb. 500 m-el egy kis tó alatt a Luossajärvi nevű érctelep művelésére már határozatot hoztak. Az ún. Per Geijer érctelepek (Haukivaara, Rektorn, Henry, Nukutusvaara, Lappmalmen) és még néhány kisebb előfordulás a város északi peremén foglal helyet. Az irodalomban számos kisebb-nagyobb előfordulást sorolnak még ehhez az érctípushoz, egy nagyjából 100 km²-es körzetben. Így, a 650 millió tonnát képviselő Malmberget, 90 km-el Kirunától délre, vagy a 300 millió tonnát képviselő Leveäniemi, 45 km-el Kirunától keletre fekvő telepeit (1. ábra). A következőkben, speciális összefüggésekben, több kisebb, Kiruna-típusúnak ismert érceelőfordulást is megemlítünk. Az érccsoport genetikai tárgyalásánál hiba lenne, ha ezeket az előfordulásokat nem vennénk figyelembe, jóllehet a típus újrazvizsgálásának indoklására, a lényeges adatmennyiséget Kiirunavaara szolgáltatja.

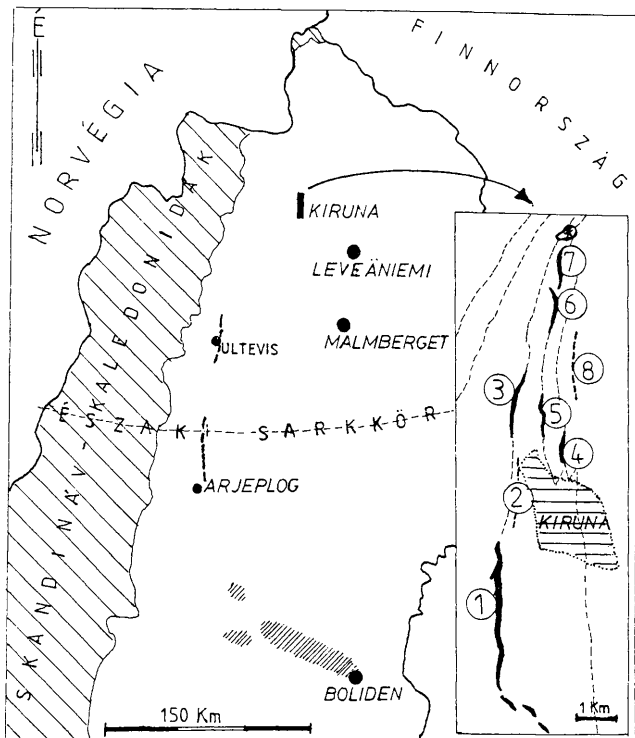
A kirunai érctípusok genezisének átértékelése indokolt. A típusjellemzők nem a Kiruna melletti érctelepekre vonatkoznak. Ebből viszont azt a következtetést lehet levonni, hogy a típusnévadó, nem képviselője a maga típusának.

A kőzetek és ércek áttekintése

A Kiruna-Grönsten (zöldkő) Complexum és Viscaria

Ehhez a csoporthoz sorolt kőzeteknek, a többi, regionálisan előforduló megfelelőiknél áthatóbb spilitesedése adta a helyi elnevezést. A jelenlegi nevet SUNDIUS (1915) vezette be, a korábban használt különböző névhasználatok, mint "Hornblende schiffer", "Diorit", "Natrongrönsten" helyett. A többféle elnevezés is tükrözi a 2–3 km öszsvastagságú zöldkőkomplexbe csoportosított kőzetek különböző összetételét és kifejlődését. A tulajdonképpeni grönsten többségében andezitos–bazaltos összetételű, gyakran pillowokból egymásrahalmozott rétegekből álló, helyenként klorit–aktinolit felépítésű kőzet, de a Viscariabánya mellett fúrások komatitos zöldkövet (17–18% MgO) is harántoltak. Az összletben előfordulnak 15–20 m vastagságú lávapadok is, de többségük sokkal vékonyabb. A szkapolitosodás elterjedt átalakulás. A rétegzett kőzetekben gyakran megfigyelhető, hogy a szkapolitosodott rétegek párhuzamosak a bezáró réteg dőlés-csapás helyzetével, vagy más helyeken, a szkapolit mint kenyérhéj veszi körül a pillow-egyedeket. Az effúzivumok között, diabáz intrúziók is előfordulnak, de mennyiségük alárendelt. A fő kőzetalkotók a hornblende, plagioklász, epidot, szkapolit, biotit és klorit. Ritkábban a kalcit, leukoxen, szericit, magnetit, titanomagnetit, apatit, pirit és kvarc. Gyakori az saussuritesedés és a szericitesedés.

A vulkáni effúzivumok, a láva, az agglomerátum és a tufa közé; mészkő, grafitos pala, fillit, márga, kova, réz- és vasércsek települnek. A törmelékes és kémiai üledékek, több szintben is előfordulnak. Ezek a közbetelepülések he-



1. ábra. A szövegben hangsúlyozottan említett ércefordulások elhelyezkedése. 1. Kiirunavaara, 2. Luossajärvi, 3. Luossavaara, 4. Haukivaara, 5. Rektorn, 6. Henry, 7. Nukutusvaara (*Sylvjärvi), 8. Lappmalmen

Fig. 1. Location map of the referred emphasized ore deposits. 1. Kiirunavaara, 2. Luossajärvi, 3. Luossavaara, 4. Haukivaara, 5. Rektorn, 6. Henry, 7. Nukutusvaara (*Sylvjärvi), 8. Lappmalmen

lyenként elérik a többszáz méteres vastagságot is. Az alapanyaguk főleg a zöldkőhöz hasonló, finomabb és durvább szemű, agglomerátum vagy breccsa. Ezekben a rétegekben helyenként úgy a kereszt- mint a gradált rétegzettség is megfigyelhető. A többszáz km²-es kiterjedésű zöldkőösszetlet részletes megkutatása csak az iparilag művelt helyeken történt. Ezekben az aránylag kis területeken belül feltárt érdekességek egyelőre nem közölhetők. Így pl. a zöldkő egy réteges kifejlődésében, a fúrómagban, polimikt konglomerátos beagyazásban a lapos kavicsok között, kibúvásban nem ismert, finomszemcsés vörösses homokkő és

egy 30% Fe-t tartalmazó ugyancsak finomszemcsés kőzet kavicsai is előfordultak.

A mészkő általában világoszöld színárnyalatú, gyakran magnetittel, amfibollal és titanittal hintett. Szkarpos, pirittel hintett magnetites ércek több helyen és több szinten is előfordulnak. Vastagságuk a néhány méterestől a 10 méteresig váltakozik. A kőzetek és ércek közötti határok többnyire élesek, de a folyamatos átmenetek sem ritkák. Egy magnetitlepben pl. egy 12 m-es fúrómag vastartalma csak 20% volt, de ezen belül, egy 6 m-es hossz 50% Fe-t tartalmazott. A néhány cm vastagságú jászpilit-jáspilitkvarcit szalagok több szintben és egy helyen a magnetitércben is megfigyelhetők voltak. A jáspilitzalagok a rétegzettséggel párhuzamosak. Néhány zöldkővázlatot kémiai elemzési adatait, az I. táblázat tartalmazza.

A zöldkőkomplexbe települt üledékek tanulmányozására a legjobb lehetőséget a Viscaria-bánya és az ahhoz tartozó feltárások nyújtották. A geológiai osztály 75 évvel a Kiirunavaara-Luossavaara bányák mergnyitása után kapott engedélyt, hogy fúrással megvizsgálja a Luossavaarától kb. 2,5 km-el nyugatra fekvő, moréna takarón szétterülő, a réz jelenlétére utaló "Viscaria alpina" virágnak egy többszáz m²-es megjelenési helyét. Már az első fúrás pirrotinos-szفالerites-kalkopirites- és pirités ércesedést tárt fel, ami indokolta a fúrások folytatását. A következő fúrások négy ércesedett szintet (A, B, C, D) hártoltak. A terület felfúrása után az ércvagyonbecslést 1981-ben bányanyitás követte.

Ezek az üledékes eredetű ércelőfordulások a Kiirunavaara-érces szint fekéje alatti képződmények, tehát annál idősebbek, így lényegesen befolyásolták a Kiruna-típusú vasérces genetikai átértékelését. Az érces szinteket, részben vízben felhalmozott vulkáni termékek, részben kémiai úton képződött üledékek veszik körül. Az érchordozó rétegek váltakozva települnek a spilitesedett pillowkból és lávapakokból felépített összletbe. A bányászat a 3,5 km hosszú, 10-20 m vastag és 600 m mélységig megkutatott "A-szintben" folyik. (A kőzetmechanikai problémák azonban veszélyeztetik a bányászati lehetőségeket.) A kalkopirites- és magnetites ércesedés főleg a mészkőhöz és a grafitos palához kötődik. A tömör, szalagos kalkopirit-magnetit előfordul fele-fele arányban is, és a szalagokban egymással váltakozva is. A tufákban hintett

Kiruna zöldkő
Kiruna greenstone

I. táblázat - Table I

%	1.	2.	3.	4.
SiO ₂	50.4	51.9	40.8	49.1
TiO ₂	0.80	0.72	0.57	0.48
Al ₂ O ₃	15.8	14.1	12.0	13.0
Fe ₂ O ₃	11.71	5.71	1.31	1.46
Fe ₃ O ₄	1.12	9.54	12.44	7.83
MnO	0.24	0.11	0.28	0.19
MgO	7.13	11.6	1.72	12.3
CaO	6.88	1.05	13.9	9.2
BaO	0.06	0.01	0.04	0.02
Na ₂ O	1.70	1.70	4.60	2.9
K ₂ O	2.50	0.66	0.28	0.30
P ₂ O ₅	0.14	0.17	0.08	0.04
V ₂ O ₅	0.15	0.04	0.07	-
F	0.11	0.09	0.01	0.01
Cl	0.06	0.04	0.02	-
CO ₂	0.78	0.67	11.8	0.004
S	0.043	0.002	0.001	0.07
CuO	0.02	0.01	0.01	-
	99.64	98.10	99.92	99.7

1 = Kurravaara, 2 = Syväjärvi, 3 = Syväjärvi,
4 = Ädnamvaara

Viscaria, A-szint
Viscaria, A-horizon

II. táblázat– Table II

%	1.	2.	3.	4.
Cu	3.49	9.87	8.40	5.78
Fe	48.4	37.3	39.4	40.9
P ₂ O ₅	0.99	2.45	0.62	0.59

1–4 = folyamatos 4x1 m fúrómag

1–4 = continuous drill hole sections of 4x1 m

jellemzésére, a II. táblázatban, az A-szintből, egy négyméteres fúrómag elemzési adatait közöljük. Az eddigi kutatások legmagasabb Ag-értéke 50 ppm. A Viscaria telepeiben előforduló ércek Ba-tartalma, helyenként figyelemreméltó. Egy magnetitércre közvetlenül települő kalkopiritben 2230 ppm volt a BaO-tartalom és egy másik kalkopiritben, 9,26% Cu tartalom mellett, 8055 ppm BaO-t mutattak ki. Egyes tufákban és a magnetittel hintett mészkőben, a mangán is megjelenik. A legmagasabb értéket abban a tufában mutatta ki az elemzés, ahol a MnO tartalom 3% volt.

Az A-szinttől kb. 200 m-re nyugatra, egy 3 km hosszú és 120–200 m vastag, részben ércesedett, vulkáni és kémiai eredetű üledékeknek a zöldkőpadok közé való betelepülését nevezik "B-szint"-nek. Ennek a betelepülésnek az alsó részét, tufás képződmények uralják. A rétegsorban a tufa felfelé, grafitos–tufás átmenettel, mindinkább grafitpalává alakul át. A betelepülés követi a bezáró lávapedok dőlés-csapás helyzetét. Több, párhuzamosan fekvő érces szint is fellép ebben az összletben. Ezek közül az alsó ércesedés mészkő és tűzkő társaságában fordul elő. A két telep ércvagyonának becslésénél az 5 m-nél kisebb vastagságú ércesedést nem számították be a kitermelhető mennyiségbe (0,6 %Cu cat off), így az ércvagyon 8,6 millió tonnára becsülték, az egyik telepben 1,4% és a másikban 1,57% Cu-átlagokkal. A legmélyebb fúrás 400 m mélységben harántolta a szint ércesedett telepét. A legfontosabb ásvány itt is, mint az A-szintben, a kalkopirit. Ebben a szintben is előfordul szalagos, hintett és eres ércesedés. A magnetit, részben mint tömör telep, részben mint vékony, zsinóros és hintett ércesedés fordul elő. A fúrások helyenként pirrittel, pirrittinnal és szfalerittal hintett és erezett teleprészeket is harántoltak.

A "D-szint" magnetit telepe (20–50% Fe) kb. 1000 m-es hosszúságban és 15–30 m-es vastagságban képezi a legelső Viscaria-ércesedést. Maga a magnetitlep kalcit–tremolit–aktinolit–klorit–talk "matrixba" van ágyazva. A vasércben 1% Cu, a karbonátos kőzetben pedig 2–24% SiO₂ tartalom mutatható ki.

Pahtohavare: 9 km-el Kirunától délre, a Viscaria ércelőforduláshoz hasonlóan, zöldkőbe települt tufa, grafitospala és erősen kovásodott breccsás környezetben négy érces, kalkopiritdús telepet tártak fel a fúrások. A felső 100–150 m-ben, jelentős az azurit–malachit jelenléte. Itt a Viscariától eltérően, fontos szerepet játszik az epigenetikusan réz és aranytartalom. Az izoklinális redőkben fellépő, deformálódott érces telepek átlagai a következők a) 2,1% Cu, 1,2 ppm Au, b) 3,1% Cu, 0,9 ppm Au, c) 3,7% Cu, 4,4 ppm Au, d) 2,7% Cu, 0 ppm Au.

vagy eres eloszlású, szulfidos és oxidos ércásványok, helyenként művelésre érdemes feldúsulást is elérnek. Szfalerit ugyan megjelenik a felszínhez közeli szinteken, de a fúrások, a mélység felé lényegesen megnövekedett Zn mennyiségről tanúskodnak. Amíg a felszínhez közeli legmagasabb érték ritkán éri el a 4%-ot, a mélyfúrásokban, a grafitos tufa 1 m-es fúrómagban 16,2% Zn-t tartalmazott. Az ércesedés kémiai minőségének

A Kurravaara konglomerátum

A zöldkőösszletre az ún. Kurravaara konglomerátum települ. (Kurravaara, egy kis település Kirunától északra) A konglomerátumra jellemző, hogy a jól lekoptatott görgetegekből és kavicsokból felépített rétegek közé, több szintben is, homokos-kavicsmentes, helyenként keresztretegzett padok települnek. A konglomerátum összlet vastagsága változó. Luossavaarától nyugatra kb. 3–400 méter, Kirunától nyugatra nem ismert, míg Luossavaarától északra és Kirunától délnyugatra, eléri a 700 m-es vastagságot. A vastagság pontos megítélését Kirunától északra megnehezíti, hogy a kibúvások közötti távolság nagy és morénával fedett, ami változó települést vagy tektonikai zavargásokat is takarhat. A szerző Kirunától délnyugatra tárta fel a közethatárt (PARÁK 1971), ahol a zöldkő és konglomerátum között, a 30°-os a diszkordancia. A konglomerátum főleg a zöldkőből és porfíros kőzetekből épül fel.

SUNDIUS (1915) említést tett, "apatitos–magnetitérc-kavicsok" jelenlétéről a többi kavics között. Ezek a kavicsok évtizedeken keresztül éles vitákra adtak okot mert apatitos–magnetitérc csak a fiatalabb porfíros kőzetekből volt ismert. Az apatitos–magnetitérc-kavicsokat felhasználták a rétegsor-besorolási vitákban, de nem vették közelebbi vizsgálat alá. E sorok szerzője 10 db ilyen vitát okozó kavicsot preparált ki és vizsgált meg. Az eredmény meglepő, de mind a tíz kavicsra érvényes volt. Apatit ugyan előfordult ezekben a kavicsokban, hasonlóan mint a többi zöldkő összlet magnetitérceiben, de az apatitnak vélt világosszürke szalagok albitos összetételűnek bizonyultak. A nyomelemvizsgálat is kizárta a magnetit kavicsoknak a korábban feltételezett, Kiruna-típusú ércekhez való tartozását. A konglomerátumban fellépő porfírkavicsok jelenlétét pedig a Kirunától nyugatra mélyített fúrásokkal harántolt zöldkőbe települt porfírokkal lehet megmagyarázni. FORSELL (1987), a Kiruna-körzet sztratigráfiáját tárgyaló munkájában, a Kurravaara konglomerátumot, mind a zöldkőnél, mind a porfíroknál fiatalabb képződménynek tekinti.

A Kiruna porfírok

A Kiruna-környéki porfíros kőzeteket *szenitporfír* és *kvarcporfír* néven ismerik. A szakirodalom egy része ugyanezeket a kőzeteket keratofírnak és kvarc keratofírnak írja le. Átmenetek a két típus között előfordulnak. A metamorfizált, átkristályosodott változatot pl. Malmberget érctelepeinek leggyakoribb mellékkőzetét *leptit*-nek nevezik. (A leptit elnevezés korábban nem zárta ki az üledékes eredetet.) A Kirunai rétegsorban szenitporfír néven foglalják össze a Kiiruna-vaara–Luossajärvi–Luossavaara érces szint fekkőzeteit, míg a kvarcporfír képviseli ennek a szintnek a fedőjét, ami egyúttal, a Per Geijer érctelepek fekjét is képezi. A kirunai rétegsor (szenitporfír–érchorizont–kvarcporfír–érchorizont–U Hauki komplex) csak részben egyezik a Kirunától távolabbi helyeken előforduló, Kiruna-típusnak ismert érctelepek rétegsorával. A szenitporfírok általában lávajelleget mutatnak (pl. mandulaköves kifejlődés), míg a kvarcporfírok

közelebb állnak az ignimbritekhez. Mindkét típusnak hatalmas a kiterjedése, de a kvarcporfír kisebb mennyiségű. A porfíros összleteket, kisebb-nagyobb törmelékes és kémiai üledékek közbetelepülései kísérik.

A különböző porfírok kémiai elemzési adatai a *III. táblázatban* találhatóak.

A *szenitporfír*: a porfíros kőzetek csoportjában a szenitporfírnak az alkáli-földpát, a színes elegyrészek és legfeljebb 5% SiO₂ az alapjellemezője. Ha az albit a domináló, úgy az *albitofír* elnevezést használják, míg a kvarcmentes változatot *bázikus szenitporfír*-nak nevezik. A magnetitben nagyon gazdag változatnak *magnetit szenitporfír* a neve. Ebben a változatban a fő komponensek a magnetit és az albit. A mandulaköves változatban, a *mandelsten*-ben, a mandulákat magnetit, titán, földpát, apatit, ritkábban hornblende (aktinolit) tölti ki. A Kiirunavaara érctelep fekéjében a mandulaköves és porfíros padok váltakozva lépnek fel. Ezek között a padok között, helyenként 2 m-es vastagságot is elérő, rétegzett tufabeágyazások fordulnak elő. Ilyen, a Kiirunavaara északi

Kirunaporfírok
Kiruna porphyries

III. táblázat – Table III

%	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.
SiO ₂	42.2	38.2	60.0	60.8	67.42	69.3	68.2	71.6
TiO ₂	0.63	0.55	0.62	1.12	0.35	0.42	0.20	0.30
Al ₂ O ₃	11.7	10.3	17.3	16.4	13.49	14.2	13.2	14.8
Fe ₂ O ₃	6.63	1.77	0.74	1.42	3.50	3.00	6.96	1.33
Fe ₃ O ₄	28.65	34.95	3.44	3.44	2.49	1.45	-	1.45
MnO	0.01	0.05	0.02	0.02	0.06	0.01	0.10	0.02
MgO	1.56	4.14	1.99	2.25	1.70	0.25	1.49	0.47
CaO	1.01	1.60	3.16	3.10	1.55	0.20	1.88	0.38
BaO	0.02	-	-	0.01	0.04	0.01	0.05	0.04
Na ₂ O ₃	5.90	4.60	8.52	8.20	5.51	4.60	0.38	5.03
K ₂ O	0.44	2.02	1.05	0.46	2.91	5.80	5.77	3.22
P ₂ O ₅	0.08	0.07	0.53	0.53	0.04	0.10	0.11	0.05
V ₂ O ₅	0.12	0.12	-	-	-	-	-	-
F	0.09	-	-	0.19	0.07	0.25	0.05	0.01
Cl	0.02	-	-	-	-	-	-	-
CO ₂	0.33	1.10	2.00	1.34	0.80	0.25	1.48	0.85
S	0.011	0.006	0.007	0.003	0.26	0.032	0.001	0.004
CuO	0.02	0.01	0.01	0.03	-	0.01	0.01	0.01
Σ	99.42	99.48	99.37	99.30	100.1	99.62	99.87	99.56

1 = Magnetit szenitporfír, Syvjäarvi – *Magnetite syenite porphyry, Syvjäarvi*

2 = Magnetit szenitporfír, Syvjäarvi – *Magnetite syenite porphyry, Syvjäarvi*

3 = Mandulaköves porfír, Syvjäarvi – *Nodular syenite porphyry, Syvjäarvi*

4 = Mandulaköves porfír, Syvjäarvi – *Nodular syenite porphyry, Syvjäarvi*

5 = Kvarcporfír, 25 elemzés átlaga – *Quartz-bearing porphyry, average of 25 analyses,*

6 = Kvarcporfír, Henry – *Quartz-bearing porphyry, Henry*

7 = Kvarcporfír, Kurravaara – *Quartz-bearing porphyry, Kurravaara*

8 = Kvarcporfír, Hoppuka – *Quartz-bearing porphyry, Hoppuka*

részen előforduló tufabeágyazás, mely pirittal gazdagon hintett. A feküösszlet porfirós-mandulaköves-tufás rétegei 30–35°-os diszkordanciát mutatnak az érc-telep fekühatárával. A fekühatáron, két előfordulásban, "pszeudokonglomerátot" tárt fel a külfejtés, amelyben a görgetegek és kavicsok, mind a porfirós, mind a mandulaköves kőzetváltozatokat képviselik. A görgetegek és kavicsok nem mutatnak szegélyátalakulást. A pszeudokonglomerátum kiterjedéséről nincs pontos képünk a nehéz hozzáférhetőség miatt, de az egyik előfordulás, 30 m hosszú és 8–10 m széles területen dokumentálható volt. A görgetegek nagyobbja 0,5 m átmérőjű. A két kőzettípus keveredett, de gyengén, méret szerint osztályozott (2. ábra). A cementáló matrix finomszemcsés, tömör magnetit, helyenként kalcit, szkarn-szilikát és apatit aggregátumot tartalmaz.

Mind a diszkordáns település, mind a pszeudokonglomerátum fontos jelenségek a Kiruna-típusú ércek genetikájának értékelésénél, mert a korábbi elmélettel szemben a feküközetnek az ércképződés előtti erodálódását bizonyítják.

A Kiirunavaara feküjébe mélyített fúrások, az érckontaktustól 70 m-re kiterjedő, piritesedett zónát tártak fel. Ebben a zónában helyenként a porfirpadokkal párhuzamosan szkarnos, többméteres magnetitlencsék is fellépnek. A fekü kontaktus közelében a szienitporfír töredezett és szkarnosodott. A fekü kontaktusnál albitit is megfigyelhető.

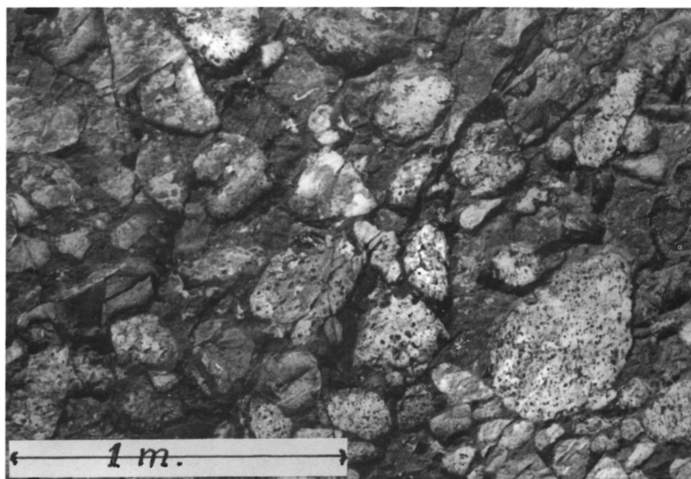
A szienitporfirós összlet, Kiruna magasságában, kb. 3,5 km vastag, de észak felé elkeskenyedik és Kirunától kb. 6 km-re északra a felszínen kiékelődik a Kurraavaara konglomerátum és az ún. Undre Hauki kőzetek között.

Szienit: Kiirunavaara érctelepétől nyugatra a szienitporfirós területek központi részét tömeges, irányítatlan szövetű, mélységi jellegű, szienitnek nevezett kőzet foglalja el. A szienitporfír és a szienit között az átmenet folyamatos. Korábban ezt a kőzetet tekintették a szienitporfír feküjének. A fúrások során azonban bebizonyosodott, hogy a szienit minden oldalról szienitporfirós kőzetekkel van körülvéve. A különbség a szienitporfír és a szienit között szöveti és nem kémiai.

A Viscaria megkutatása során, a szienitporfír és a zöldkő határánál, a fúrások egy Lina-típusúnak ismert gránitot harántoltak. A gránit rétegtani besorolása, a hiányos megkutatottság miatt nem tisztázott.

Kvarcporfír: ez az általában vöröses-világosszürke színárnyalatú kőzettípus, változatos kifejlődésben terjedt el, még a Kirunától távoli területeken is. A fekü szienitporfírájától eltérően nem mutat tipikus lávapados kifejlődést. A porfirós szövet egyes helyeken sűrűn hintett fenokristályos, másutt ezektől mentes. Az alapszövet mikropoikilites, összetételében kvarcot, mikroklint, kisebb mennyiségekben magnetitet, hematitot, leukoxent, biotitot, kloritot, muszkovitot, apatitot és még alárendeltebben cirkont, kalcitot és turmalint tartalmaz. A fenokristályokat leginkább albitos plagioklász, mikroklin, ritkábban kvarc alkotja. A kvarcporfír gyakran ignimbrites kifejlődésű.

A kvarcporfírban előfordulnak agglomerátum, konglomerátum és vasérc betelepülések, valamint több dm-es nagyságot is kitevő vasérc- és kőzetszemcsék. A betelepülések különböző szinteken fordulnak elő, ami a vulkáni tevékenység



2. ábra. "Pseudokonglomerat" a Kiirunavaara érctelep fekü kontaktusánál

Fig. 2. "Pseudoconglomerate" in a footwall contact in Kiirunavaara

hevesebb és nyugodtabb periódusait bizonyítja. Az üde, porfirós megjelenés mellett előfordulnak szericitesedett, kovásodott és karbonátosodott területek is. A Kiirunavaara érctelepe és a fedőkőzet határánál rövid szakaszon kaolinozódás figyelhető meg. A kvarcporfír legfelsőbb métereiben, több szakaszon előfordul hematit- és kvarcerezettség, közbetelepült vasércleccsékkel.

Az agglomerátum olykor konglomerátum jellegű. A durva törmelék anyagot, néha méreetszerinti elrendezésben, főleg szienitporfír, kvarcporfír és magnetit-szienitporfír képezi, de előfordul martitosodott magnetit is. Ezekben a kifejlődésekben, a finom matrix, alárendelt mennyiségű. Az agglomerátumban olyan ásvány- és közetszemcsék is előfordulnak, amelyek, a mai ismereteink szerint, a kvarcporfírra települt Undre Hauki közetcsoporthoz tartoznak, pl. a kvarcspekularit, a kvarc-magnetit, martitosodott magnetit és malachit.

A Luossavaara érctelepének fedőjében egy vágat 30 m vastag polimikt konglomerátumot harántolt. Lehetséges, hogy ez a konglomerátum szélesebb, de az omladék miatt lehetetlen az érckontaktushoz közelebb eső részek szemrevételezése. A konglomerátum anyagában a jól legömbölyített görgetegeket és kavicsokat szienitporfír, kvarcporfír, magnetit szienitporfír, magnetitérc, egy lepititre emlékeztető, fakultszegélyes finomszemcsés kőzet és kvarc teszi ki. Az egyes görgetegek 0,5 m-es átmérőjűek. A legnagyobb magnetitérc 70 x 30 cm

nagyágú. Szegletes törmelék, csak alárendelten lép fel. A konglomerátum matrixa finomszemcsés leptitre emlékeztet.

Nukutusvaara fekjében, néhány négyzetméteres felületen, radioaktivitást lehet kimutatni. Itt egy fúrómagban, egy lemezes szerkezeten belül, 3000 ppm tóriumot mutatott ki a kémiai elemzés. A Per Geijer értelepek fekjében, az érckontaktushoz közeli részeken, nagyszámú, konglomerátumhoz hasonló, hosszúkás, az érckontaktussal párhuzamos, néhány cm-től dm-es nagyságú, közettörmelék található (3. ábra).

A kvarcporfirban, különböző szinteken kisebb-nagyobb, a főtelepekkel azonos összetételű, értelepek és lencsék lépnek fel. A legnagyobb Kirunaközeli előfordulás, a már nem termelő, Tuolluvaara telepe volt. A többi kis Kiruna melletti előfordulás, mint a Pärön (300 m²) és a Neptunus (200 m²), a főtelepekhez hasonlóan, konkordánsak a mellékközetekkel.

A kvarcporfirba, tehát a Kiirunavaara–Luossavaara értelepek fedőjébe zárt vasércszemcsék, vezető szerepet töltöttek be a genetikai viták során. GEIJER (1931) egy ismeretlen, a Kiirunavaara intrúziójánál idősebb, értelepből származtatta ezeket, az ő sztratigráfiájába nem illeszthető képződményeket. A vasércszemcséknek nagy a kiterjedése. Így Luossavaarától északra, a városban folytatott építkezések során is rábukkantak dm-es nagyságú porfirközetre zárt "vasércdarabokra". A legnagyobb számú előfordulás, a már GEIJER által is leírt, Luossavaara értelep közvetlen fedőjébe található. Itt a gyakoriságuk olyan nagy, hogy egyes helyeken egy köbméteres tér nagyobb felét érc-törmelék teszi ki (4. ábra). A legnagyobb ilyen szögletes "szemcsének" közel egy méteres az átmérője. A törmelékben minden érc-típus megtalálható. Mind az apatitban szegény mind az apatitszalagos, skeletont és petytyes változatok, a főtelepekkel való közös képződést tanúsítják. Ezekben a törmelékben a vasérc kizárólag magnetit. A kvarcporfir felsőbb szintjein azonban, közel a Per Geijer értelepek kontaktusához, apatitszegény hematit is előfordul. A Henry külfejtőjének fekvő közeli részén, több m²-es területen, apatitmassza zárja magába az apatitszalagos ércszemcséket. Kissé délebbre, egy másik porfirszemcséket is magába foglaló apatitmassza összterülete, több ezer m²-es nagyságú.

A Kiirunavaara fedőjében, közel a Luossajärvi értelephez, egy fúrás 5 m vastag, gyengén szalagos, pirittal és kalkopirittal hintett, vöröses-szürke anhidritet harántolt. Ezt az anhidritet korábban kvarcporfirnak térképezték, a kvarcporfirhoz megítévesztően hasonló színárnyalata miatt.

Porfirtelének: a Kiirunavaara értelepet és a szienitporfir fekvő, kb. 10 helyen, szienitporfir telérek harántolják. Ez a telértípus, a mai ismereteink alapján, sehol sem hatol a fedő kvarcporfirjába. GEIJER (1920) szerint ez a telértípus, Toulluvaara telepénél a kvarcporfirt is harántolja, szkapolitosodott és részben folyásos szövétű. A telérnek magasabb a vastartalma mint a porfíroknak általában. Ezen a telérek kívül néhány egymással párhuzamos kvarcporfirtelér is harántolja a Kiirunavaara telepét és ennek fedőjét. Kés helyről ismert, hogy néhány m vastag, diabáztelér átmetszi a Kiirunavaara telepét és a Luossavaara telepétől keletre fekvő agglomerátumot is.



3. ábra. Porfir- és vasérc-törmelék egy apatit-magnetit matrixban. Rektorn fekükontaktusa

Fig. 3. Fragments of rocks and iron ores in a matrix, essentially composed of apatite and magnetite in the footwall of Rektorn

Az Undre – Hauki Komplexum

A Per Geijer érctelepnek fedőjét, különböző mértékben átalakult kőzetek építik fel. A kovásodás, a Rektorn telepétől, északi irányba növekszik. A kőzetek déli kibúvásai 50° -os, az északiak pedig 70° -os dőlést mutatnak kelet felé. Az idetartozó kőzetekben és ércekben magasabb a báriumtartalom mint a többi Kiruna környéki kőzetben és érceben. Az északi területekről begyűjtött (szericitkvarcit, kovásodott tufa, finomszemcsés hematit) 10 db minta mindegyike báriumtartalmú. Ezekben a mintákban az elemzések, 0,4–6,42 % BaO-t mutattak ki. A Rektorn külfejtésében 5000 ppm, a Henry külfejtésében pedig 1900 ppm volt a báriumtartalom. Az Undre-Hauki kőzetének kémiai elemzési adatai megtalálhatók a IV. táblázatban.

"Porfirdetritus": a kőzetkomplex alsó tagja Geijer után, "Rektorporfír" néven lett ismert. GEIJER maga sem volt megelégedve az elnevezéssel, mert mint leírta, ez a kőzet nem tartozik a porfírok csoportjába. E sorok szerzője ezt a rétegtani szintet megjelölő különleges kőzetet, amelynek két kifejlődése van, porfirdetritus néven jelölte meg. A nagyobb mennyiségű kifejlődésében ugyanis, az egyenlő szemcsenagyságú, vöröses, rétegzett homokkőhöz hasonló kőzet, határozottan keresztrétegzett, mely kifejlődést egy lepusztított, áthalmazott kvarc-



4. ábra. Vasércszemcsék a kvarcporfirban. Luossavaara

Fig. 4. Fragments of magnetite ore in the quartz-bearing porphyry. Luossavaara

porfir zúzalékának lehet felfogni. A kereszttrétegzett összletben, helyenként, a Rektorn érctelepéből ismert magnetit törmelék található. A porfir megjelölést GEIJER (1950), egy másik kifejlődésben fellépő szferolitok alapján vezette be. Ez a kifejlődés, a szerző szerint, finomabb és valamivel durvábszemcséjű vulkáni termékek keveréke. A "porfirdetritusban", helyenként cérium és ortit tartalommal összefüggő, rádióaktivitást lehet kimutatni. A "porfirdetritusnak" mindkét kifejlődése kovásodott. Vékonycsiszolatban, a két altípusban, kvarc, hematit, K-földpát, kisebb mennyiségekben kalcit, szericit, sziderit, ankerit, albit és magnetit, szórványosan, barit, turmalin, cirkon és ortit figyelhető meg.

A Rektorn külfejtésében dm-es pegmatittelérek harántolják az egész érces összletet. A telérek főásványai a következők: kvarc, ankerit, szpekularit, kalcit és savanyú plagioklász. Ezekből a telérekből, négy mintából háromban némi aranyat (0,01–0,2 ppm) mutattak ki a kémiai elemzések.

Hauki-típusú szienitporfir: ez a szürke színárnyalatokban fellépő, fenokristálymentes, helyenként mandulaköves, részben palásodott kőzet, nem mutat hasonlóságot a Kiirunavaara fekéjét képező szienitporfirokkal. A legszembetűnőbb jellemzője, a kalciterezettség. A kőzet teljes vastagsága, 100 méter. Helyenként, a hintett magnetit vagy hematit impregnáció, fejtsére érdemes. Ebben a szienitporfirnak nevezett kőzettípusban, a vasoxidokon kívül, de csak nagyon

Undre-Hauki kőzetek
Lower Hauki rocks

IV. táblázat – Table IV

%	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.
SiO ₂	64.5	58.7	57.9	46.4	47.6	52.8	84.	78.1	45.8
TiO ₂	0.06	0.10	0.50	1.30	1.33	1.18	0.06	0.14	1.04
Al ₂ O ₃	17.4	8.55	13.7	21.0	19.5	19.1	7.65	9.86	13.1
Fe ₂ O ₃	2.59	5.43	12.63	12.22	12.25	4.92	0.43	4.05	20.15
Fe ₃ O ₄	0.12	9.41	1.45	0.46	0.46	6.22	0.46	0.12	1.12
MnO	0.08	0.06	0.03	0.20	0.11	0.11	0.01	0.01	0.03
MgO	0.40	1.11	0.38	1.92	1.89	4.74	0.78	0.60	1.16
CaO	3.80	4.34	1.19	3.78	3.73	1.82	0.11	0.21	5.92
BaO	0.15	0.04	0.07	0.13	0.12	0.10	-	-	0.43
Na ₂ O ₃	0.40	1.22	1.13	2.40	3.08	2.24	0.04	0.11	0.58
K ₂ O	7.10	5.02	9.11	5.29	4.72	4.20	2.65	3.01	4.52
P ₂ O ₅	2.86	2.80	0.19	0.64	0.60	1.15	0.018	0.016	0.25
F	0.03	0.20	0.05	0.02	0.02	0.03	-	-	0.03
CO ₂	0.32	1.58	1.36	3.80	2.77	0.53	0.42	0.37	4.67
S	0.004	0.008	0.022	0.003	0.001	0.005	0.005	0.004	0.036
CuO	0.01	-	0.03	0.01	0.01	0.07	0.01	0.01	0.01
Σ	99.81	98.56	99.74	99.56	98.19	99.21	97.42	96.58	98.83

1 = "Porfirdetritus", szferolitós – *Detritus of porphyry, spherolite-bearing*

2 = "Porfirdetritus" – *Detritus of porphyry*

3 = "Porfirdetritus", hematittal hintett – *Detritus of porphyry, hematite impregnated*

4 = Hauki típusú szienitporfír, Henry – *Syenite porphyry of Hauki type, Henry*

5 = Hauki típusú szienitporfír, Rektorn – *Syenite porphyry of Hauki type, Rektorn*

6 = Hauki típusú szienitporfír, Syvåjárvi – *Syenite porphyry of Hauki type, Syvåjárvi*

7 = Szericitkvarcit, Lappmalmen – *Sericite quartzite Lappmalmen*

8 = Szericitkvarcit, Syvåjárvi – *Sericite quartzite Syvåjárvi*

9 = Szericitkvarcit, Henry – *Sericite quartzite Henry*

alárendelten, pirit és kalkopirit is előfordul. A Rektorn külfejtőjében a kőzetben néhány m²-es területen, azurit és malachitfoltokkal jelzett, kismennyiségű pirit és kalkopirit fordul elő. A kőzet főbb ásványai az albit, kvarc, muszkovit, szericit, biotit, hematit és magnetit. Járulékos ásványok az ortit, cirkon, turmalin és apatit.

Szericitkvarcit: a kőzet palás kifejlődését szericitpalának nevezik. Általában éles határok nélkül különül el a szomszédos porfirdetritustól vagy a Hauki-típusú szienitporfírtól. A "tisza" vastagsága helyenként eléri a 10 métert. Fő ásványai a kvarc és szericit. A kőzet a hematittal impregnált részein sajátos kékes színárnyalatú.

Vakko vagy Övre-Hauki Komplexum

E csoportban, a mechanikai mállás útján képződött kőzetek a dominálók. Az U-Hauki kőzetekre való településük lehet tektonikus, de az északi előfordulásoknál a kibúvásokban, a Kurravaara konglomerátummal konkordáns települést mutat. A keleti irányban felbukkanó kvarcporfír felé, egy nagyobb tö-

résvonal jelöli a közethatárt. A csoportban grauwacke, fillit és homokkő tartozik. A teljes összletvastagság kb. 1000 méter.

Grauwacke: a csoport alsó tagját, átlagosan 50 m-es vastagságban, a déli Haukivaarától, az északi Syvjärviig lehet követni. Ezt a kiterjedést a 70-es években végzett fúrások igazolták. A grauwacke gyakran konglomerátumos kifejlődésű. A kavicsokat és a szögletes törmeléket főleg kvarcporfir, kvarc, kvarcit, fillit és hematit alkotja. A homokkő telepekben helyenként gradált- és kereszttrétegzettség is megfigyelhető. Ezekben a telepekben a grauwacke több szintjén, hinteten, magnetit és hematit is előfordul.

Fillit: a grauwackéra folyamatosan települ. A fillit átlagos vastagsága, 50 méter. Jellemzői: a szürkés-zöld szín, a paláság, a cm vastagságú biotittrétegek, az ezekkel párhuzamos magnetit vagy hematit zsinórok és a kifejlett kvarcerezettség. Ezekben a kvarcerekben, kalcit kíséretében, finomszemcsés pirit és kalpirit lép fel.

Kvarchomokkő: a Vakko-csoport legfiatalabb tagja, 2 km vastagságot is elérő, világosszürke homokkő. Több szintben konglomerátum betelepülések szakítják meg a kereszttrétegzett, finomszemcsés (60%-a a szemcséknek, kisebb mint 0,1 mm) kifejlődést. A kereszttrétegzettséget mm-es hematittrétegek emelik ki. A konglomerátum kavicsait csaknem kizárólag kvarcporfir alkotja. A homokkő alacsonyabb szintjein szürke fillittörmelék és hematitkavicsok is előfordulnak.

A Kiruna-típusú értelepek

A vetőkkel elválasztott Kiirunavaara, Luossajärvi és Luossavaara értelepek, minden valószínűség szerint, egy 7200 m hosszúságú, összefüggő medence egyidejű üledékesi folyamatának képződményei. Napjainkban ezek közül csak a Kiirunavaara telepében folyik földalatti bányaművelés. Luossajärvi kb. 500 m-el a felszín alatt fekvő folytatása Kiirunavaarának. Itt a bányászatot a felette lévő tavacska lecsapolása után fogják elkezdni. Luossavaarában a telep a mélység felé elvékonyodik, így a 4–500 m-es szint alatti részben felhagytak a bányászattal. A három telep közötti hasonlóság természetesen nagy. A következőkben, a részletesebb ismeretek alapján, Kiirunavaara telepének bemutatására helyezük a hangsúlyt, de ez nem zárja ki a másik két telep jellemzőinek ismertetését, amennyiben azok eltérőek Kiirunavaara telepének felépítésétől.

A három értelep kémiai jellemzőit az *V. táblázatban* foglaltuk össze.

Kiirunavaara: az értelep hossza 4 km és az átlagos vastagsága 90 m. A mélyfúrások az értelepet 1000 m-es mélységig harántolták, de a mágneses mérések, kb. 1800–2000 m mélységig mutatják ki az értelep folytatását. A telep csapásiránya észak-déli, 50°–60°-os dőléssel. Az értelep déli részét feldaraboló vetőkön kívül, a bányaművelés során csak kisebb, tektonikai zavargásokat észleltek.

Kémiai elemések a Kirunavaara, Luossavaara és Luossajärvi értelepekből
Chemical analyses of iron ores from the Kirunavaara, Luossavaara and Luossajärvi

V. táblázat – Table V.

%	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.
Fe ₃ O ₄	86.03	82.71	82.71	90.68	81.72	74.42	36.28	8.42
Fe ₂ O ₃	9.78	1.73	2.76	0.66	4.90	0.84	53.46	84.23
P ₂ O ₅	2.06	1.21	0.72	2.57	6.15	1.18	2.00	0.91
SiO	0.10	5.20	4.86	0.78	0.04	9.51	2.80	2.47
MnO	0.04	0.06	0.04	0.04	0.11	0.06	0.01	0.01
CaO	0.50	7.06	6.86	1.33	1.88	11.5	3.45	3.26
MgO	0.42	0.47	0.39	1.34	1.79	0.74	0.32	0.07
Al ₂ O ₃	0.19	0.24	0.13	1.06	0.54	0.02	0.74	0.12
TiO ₂	0.22	0.26	0.02	0.92	1.55	0.01	0.03	0.01
V ₂ O ₅	0.13	0.23	0.13	0.18	0.23	0.17	0.18	0.01
Na ₂ O	0.07	0.05	0.09	0.03	0.10	0.04	0.03	0.05
K ₂ O	0.20	0.13	0.11	0.23	0.26	0.05	0.04	0.01
CuO	0.004	0.001	0.002	0.001	0.009	0.001	0.040	0.001
BaO	0.004	0.003	0.002	0.003	0.003	0.003	0.001	0.003
S	0.11	0.012	0.074	0.042	0.014	0.010	0.062	0.057
F	0.04	0.037	0.42	0.08	0.05	0.66	0.19	0.28
Cl	0.04	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02
Σ	100.13	99.98	99.74	100.07	99.46	99.61	99.74	100.16

1-3 = Kiirunavaara, 4-5 = Luossavaara, 6-8 = Luossajärvi

Kiirunavaara értelepeiben apatitos és apatitban szegény magnetitérc dominál. A hematit csak alárendelt telepalkotó, ezért a bányászat nem tartja nyilván. A bányászat, úgy műveléstechnikailag, mint felhasználási minősítésben, két fő típust különböztet meg. A "B"-ércet, átlagos 67% Fe és 0,02% P-tartalommal, és a "D"-ércet, 5 % Fe és 2,0% P-átlagokkal. Ezekben a főcsoportokon belül, a piachoz igazodva, több alcsoport is elkülöníthető. Amíg az értelep összetételében az apatitos és apatitban szegény típusok észak-déli irányban nem mutatnak lényeges változást, az apatitos típus részaránya, a mélység felé jelentősen csökken és az 1000 m-es szinten már csak néhány méteres szegélyként fordul elő. A két típust általában éles határ választja el egymástól, de folyamatos átmenetek is előfordulnak. Az apatitos ércekben az apatit mind felépítésében, mind mennyiségében változó és helyenként több dm³-es nagyságú, tiszta apatittömszöket is magába zárhat. Az apatitkristályok nagysága is változó. A réteges-laminált kifejlődésekben finomabb (0,008 mm), míg a értelekben és az üregekben, több cm-es nagyságúra is fejlődhetnek a kristályok. A Kiirunavaara Zenobia fejtőjében az apatitszalagos érceben keresztarétegzettség figyelhető meg.

A rétegzett, vagy szalagos-laminált változatok közös vonása, hogy mindig követi az értelep dőlés-csapás helyzetét. Az apatit-magnetit struktúrája az apatitos érc típuson belül változó. Az apatit felléphet réteges, zsinóros, vagy lencsés elrendeződésben és ezektől eltérő szerkezeteket is mutathat. Helyenként, a rétegeken belül, mm-es apatitlamellák váltakoznak mm-es magnetitlamellákkal. Az apatitban a ritkaföldfémek minden tagja megtalálható, beleértve az itriumot is, az Oddo & Harkin szabály szerinti egymás közötti részarányban (PARÁK 1973). A fluorapatitokban, ami a domináló típus, lényegesen magasabb kon-

centrációban (0,6–1,0%) fordulnak elő, mint a klórapatitban (0,15–0,5%). A ritkaföldfémeket nagyrészt az apatitkristályokban lévő monacit zárványok tartalmazzák. Ezek a zárványok az apatitkristály térfogatának 3,5%-át is elfoglalhatják. A zárványok az apatit C-tengelyével párhuzamosan helyezkednek el. A mikroszkópos vizsgálatok szerint nem minden apatitkristályban van monacit zárvány és az apatitszalagokban, a zárványos apatitkristályok, a rétegzettséggel párhuzamos, belső rétegzettséget mutatnak.

GEIJER (1910), a felszíni kibúváásokban mind hematitot mind martitosodott magnetitet megfigyelt és ezekről feljegyezte, hogy a magnetitban vékony erezettségként vagy zárványként lépnek fel. A hematitzárványok nagysága a mm és a dm között változott. A mélyművelés során bebizonyosodott, hogy hematit a mélyebb szinteken is megtalálható. A 370–500 m-es szintek között, a fúrások ugyan leggyakrabban csak néhány dm-es vastagságú, fémeskék színárnyalatú hematitot harántoltak, de előfordult 25 m vastagságú hematit is, a szürkésfekete magnetitérctelep csaknem teljes kiterjedésében. Egy vágathajtásban, az 598 m-es szinten, beágyazott, cm–dm-es átmérőjű, ugyancsak kékes színárnyalatú hematit görgetegek tűntek elő a lemosott ércfalán. (Ilyen felfedezések sajnos, a geológusi szolgálat létszámhiánya miatt, csak ritkán történhetnek meg). Az 1000 m-es szinten a mélyfúrásokban nem fordult elő hematit.

Az érctelepeken ritkán tufás betelepülések is előfordulnak. Ezekre a betelepülésekre jellemző, hogy mindig párhuzamosak az apatit rétegzettséggel. Egy többméter vastagságú előfordulást a fekühatártól 40–45 m-re, apatitban szegény érc típusban, részleteiben tanulmányozott egy főiskolai vizsgadolgozat (CARLSSON & ÖHMAN 1986). A betelepülés ásványos összetételében, a földpát, kalcit, kloritos csillám, amfibol és pirit dominált. A tufabetelepülésben, több helyen, mm vékony "magnetitszintek" figyelhetők meg. A kőzethatárok az ércteleppel élesek, de a betelepülést mindkét oldalról félméteres, richterittel hintett zóna vette körül. A kémiai elemzések a betelepült tufában, az érctelep melléközeteinél lényegesen magasabb MgO tartalmat mutattak ki. A szerző szerint ez a különbség, maga a betelepülés mivoltán kívül is, fontos tény, az intruzív, kontra nem intruzív módon való érctelepülés vitájában. Amíg a betelepült tufában 5,33–8,25%, addig a feké szienitporfirjában 0,4–2,5%, és a fedő kvarcporfirjában 0,3–1,3% a MgO értéke. A tufabetelepülés magnéziumtartalmának megfelelőjét a zöldkő összetételben találjuk, ahol az átlagos MgO tartalom 6–8% körüli. A szerző ezeket a konkordáns betelepüléseket, amelyeket az intruzív–magma elmélet nem vett figyelembe, az ércalkotó elegyrészek kicsapódása és üledései ideje alatti vulkáni eredetű, távoli (zöldkő) termékeknek tekinti.

A legfontosabb ércásvány a magnetit. A szemcsenagyság a nyugodt apatitos, szalagos ércben, de a mélység felé is finomabb, mint a helyenként fellépő, durvakristályos telérekhez kötött magnetit. Azon az alapon, hogy a magnetit kristályok a telepek szegélyén, vagy centrumában lépnek fel, nincs különbség. A durvakristályos magnetit–apatit megjelenése a telepekben, a szerző megfigyelései alapján, a már konszolidálódott telepbe nyomult apatit rétegzettséggel párhuzamos, vagy azzal különböző szögeket bezáró, magnetit–apatit telérekhez

van kötve. Az érctelep és mellékközetek közötti kontaktussal kapcsolatos megfigyeléseket külön fejezetben tárgyaljuk.

Szkarnosodás: GEIJER (1910) disszertációjából ismerjük, hogy a szkarnszilikát több helyen előfordul mind az apatitos, mind az apatitban szegény érctípusok fekközeli részein. A szkarnásványt főleg a zöld hornblende képviseli. A szkarnos részarány helyenként, az apatitban szegény ércek az 50%-át is kiteszi. A különböző helyekről leírt kibúvások összefüggően többszáz méteren, néhány métertől a 20 m-ig terjedő vastagságban figyelhetők meg. A szkarnos teleprészek a fekkontaktussal párhuzamosan rétegzettek. Gyengébb szkarnosodást Geijer magából a telepből is megemlíti.

A Kiirunavaara régi külfejtésének északi részén, egy 10 m-nél hosszabb, több méter széles kibúvásban, jelenleg is megfigyelhető szkarn-típusú magnetit-breccsa. A kibúvásnál tett megfigyelések érvényesek a mélyebb szintekre is. A fekkontaktushoz közel szkarnos teleprészeket harántoltak a fúrások és a vágatok a különböző szinteken. De szkarnos-pirites, többméteres magnetitlencsék is fellépnek a feküben. Egy fúrásban pl. az apatitos érc éles kontaktussal közvetlenül a szkarnos-típusú ércre telepszik. A két típus közötti különbséget, a kémiai elemzések is tükrözik. Az apatitos ércből vett mintában, az $\text{Fe}_3\text{O}_4 = 56,8\%$, a $\text{P}_2\text{O}_5 = 10,6\%$, az $\text{S} = 0,06\%$ és a $\text{CaO} = 16,5\%$. A szkarnos típusba, az $\text{Fe}_3\text{O}_4 = 54,7\%$, a $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,011\%$, az $\text{S} = 0,57\%$ és a $\text{CaO} = 5,4\%$ volt.

Kalcit: Kalcitban gazdag teleprészek nagy számban találhatóak több, Kiruna típusúnak ismert ércelőfordulásban, így pl. a Leveäniemi, Gruvberget és Pattok telepeiben. Kiirunavaara érces szint telepei általában szegények kalcitban és csak egyes részeken fordul elő kalcit ereztettség. Kiirunavaarában azonban az egyik fúrás, egy kalcittal erezett teleprészen, 3 m hosszúságban, fehér, szulfidokkal hintett "kalcit-mészkövet" harántolt. A kémiai elemzések a fúrómagban, $36,8\%$ CaO, $2,83\%$ MgO, $6,52\%$ SiO₂ és $4,72\%$ S-t mutattak ki.

Anhidrit/gipsz: Kiirunavaara régi fúrási anyagának újrvizsgálása során bebizonyosodott, hogy az egész érctelep 4 km-es hosszának 3430 m-es szakaszában, 26 fúrásban általában mint repedéskitöltés, de helyenként többméteres vastagságban is, anhidrit és gipsz fordult elő. Kiirunavaara telepének középső részében, a 795 m-es szinten, az apatitszegény ércben rózsaszínű, gyengén rétegzett, 5 m vastag, anhidritet harántolt egy fúrás. Az anhidritben vékony kloritos beagyazásokat és pirittel-kalkopirittel hintett részeket lehetett megfigyelni.

Monacit-albit: néhány mm vastagságú, 15–20 mm hosszú vöröses színárnyalatú, monacit-albit összetételű lencsék fordultak elő az érctelepben, a rétegzettséggel párhuzamosan.

Turmalin: már a kibúvásokban is megfigyelték (GEIJER 1910), de a mélyebb szinteken is előfordulnak fekete turmalinlencsék a rétegzettséggel párhuzamosan. A bányabeli viszonyok csak kivételes esetekben alkalmasak az ilyen ásvány fellelésére.

Biotit-flogopit: a kémiai elemzésekben a K₂O tartalo, általában 0,1–0,2% körüli, míg a Na₂O leggyakrabban alacsonyabb értéket mutat. A kálium főleg a biotitban és flogopitban, míg a nátrium a richteritben és az albitban van jelen.

Szulfidok: szulfidos ásványok csak alárendelt mennyiségben fordulnak elő a Kiirunavaara érces szint telepeiben. Ezek nagyrésze másodlagos képződmény, mint

pl. a breccsa szerkezetet képező pirit erezettség. Mélyművelés során az egyik vágathajtás azonban, egy 5000 m² kiterjedésű dúsan hintett piriteseződést tárt fel. Ezen a telepenrészen belül a fúrások több dm vastagságú tömör piritet is harántoltak. A kémiai elemzésekben ez a szulfidos–oxidos érc a következő értékeket adta: Fe_{tot} = 55,8%, Cu = 0,35%, P = 0,035%, B = 0,19%, Au = 1,13 ppm, W = 800 ppm, és Co = 205 ppm. Ugyanebben a térségben, egy másik fúrásban, a réztartalom, 0,56–1,76% változott és itt a legnagyobb Co érték 1500 ppm volt.

Luossajärvi: ezt a lelőhelyet csak mágneses mérések és fúrások alapján ismerjük. A Kiirunavaara érctelephez nagyon hasonló, de az eddigi fúrások alapján eltér abban, hogy a telep középső egyharmadát hematit teszi ki. A két érc típus között a határok folyamatosak, de a hematitban mindig van egy kevés magnetit. A fúrási anyagból ítélve az ércvagyon fele, típusra való tekintet nélkül, apatitos. A fúrások repedéskitöltő pirit ércesedést is harántoltak. Kisebb teleprészek kalcittal ereztettek. Az érc Ti, V, és Mn-tartalma a szint másik két telepénél, valamivel alacsonyabb.

Luossavaara: az érctelepben néhány méterrel a fekühatártól, 50 m hosszúságban követhető, palásodott, kloritos tufa betelepülés figyelhető meg. A horizont három érctelepe közül Luossavaarában fordultak elő szép titanit kristályok. A titanit kristályok gyakori megjelenése tükröződik a kémiai elemzésekben is.

A Per Geijer érctelepek

Kiruna város északi peremén 5 km-es hosszúságban, részben kivékonyodva, részben vetőkkel és kisebb gyüredezettséggel deformálva, foglal helyet 5 különálló telepként kezelt, de azonos rétegtani helyzetű vasércleőfordulás. Az ide tartozó telepekből, a mai napig, a Haukivaara, Rektorn, Henry és Nukutusvaara telepeiben folyt külszíni bányászat. GEIJER munkássága idején csak a Rektorn és Nukutusvaara kibúvásaiban volt termelés. Haukivaara telepét a 60-as években, a városfejlesztéssel kapcsolatban tárták fel és a Lappmalmen lokalizálása még ennél is később történt. Az érctelepek észak–északkeleti csapással és 55°–70°-os dőléssel települnek a fekü kvarcporfirja és a fedő Undre–Hauki kőzetei között. A Kiirunavaara szint érceitől eltérnek a magasfokú szericitesedéssel, kovásodással és martitosodással. Az eltérés abban is megmutatkozik, hogy itt nagyobb a hematit részaránya, és itt volt kimutatható az apatitos Kiruna típusú érceknek a kvarcszalagos ércekbe való folyamatos átmenete, aminek döntő jelentősége van az ércgenetika értelmezésénél.

Az apatit átlagos mennyisége függetlenül, hogy magnetit vagy hematit az ércásvány, a telepek 15–20%-át teszi ki. A magnetit hematit és apatit után, a kvarc és a kalcit a leggyakoribb telepalkotó ásvány. Az ércekben, a Kiirunavaara szint érceihez hasonlóan, a kálium dominál a nátriummal szemben. A magnetit és hematit szemcsenagysága, 0,02–0,1 mm körüli, de a hematit a durvább szemcséjű. A réteges ércben az apatit szemcsenagysága, 0,1 mm körüli. Martitosodás ismert a Haukivaara, Rektorn és Lappmalmen telepeiben.

A Per Geijer érctelepek kémiai elemzési adatait a VI. táblázatban mutatjuk be.

Kémiai elemzések a Per Geijer érctelepekből
 Chemical analyses of iron ores from the Per Geijer deposits

VI. táblázat – Table VI.

%	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.
Fe₃O₄	2.86	2.20	18.41	25.37	26.00	54.56	7.92	58.67	55.18	2.45	59.29	1.45	6.47	20.69
Fe₂O₃	89.18	81.86	56.32	22.51	57.11	6.95	63.78	11.72	3.82	77.16	0.03	38.02	32.38	21.93
P₂O₅	2.61	4.08	0.59	6.03	5.96	11.39	5.27	6.42	15.15	5.73	0.34	0.30	2.50	7.10
SiO₂	1.02	0.66	12.6	25.1	1.06	6.59	5.30	5.54	0.92	1.55	25.04	44.4	32.8	9.88
MnO	0.02	0.03	0.10	0.06	0.05	0.05	0.08	0.06	-	0.06	0.08	0.03	0.03	0.14
CaO	3.28	6.15	3.95	9.75	8.10	15.0	13.2	11.1	21.3	8.40	3.60	2.15	4.25	20.5
MgO	0.03	0.09	1.93	1.10	0.30	1.57	0.43	0.68	0.08	0.55	1.63	0.21	0.67	2.12
Al₂O₃	0.00	0.10	1.05	4.45	0.45	1.42	0.44	0.65	0.60	0.57	2.55	2.00	9.97	2.19
TiO₂	0.35	0.32	0.82	0.32	0.31	0.34	0.45	0.77	0.02	0.35	0.38	0.13	1.30	0.18
V₂O₅	0.18	0.13	0.20	0.10	0.19	0.16	0.15	0.21	0.04	0.16	0.11	0.01	0.06	0.08
CO₂	0.27	0.20	3.64	1.12	0.22	0.50	0.84	1.92	0.30	2.04	4.35	2.90	1.61	8.30
Na₂O	0.01	0.01	0.02	1.06	0.03	0.18	0.03	0.05	0.04	0.02	0.14	0.34	1.09	0.04
K₂O	0.02	0.04	0.36	1.95	0.09	0.36	0.09	0.25	0.07	0.06	0.75	0.18	5.66	0.07
CuO	0.01	0.01	0.08	0.02	0.02	0.02	0.02	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.07
BaO	0.01	0.01	0.01	0.06	0.07	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02	0.03	6.42	-	0.02
S	0.009	0.009	0.053	0.039	0.010	0.019	0.018	0.018	0.015	0.153	0.55	1.27	0.15	1.19
F	0.21	0.31	0.043	0.047	0.031	0.99	0.44	0.52	1.35	0.52	0.02	0.032	0.22	0.48
Cl	0.03	0.03	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02	0.01	0.04	-	0.04	0.01
Σ	100.09	96.23	100.18	99.51	100.30	100.14	98.47	98.66	98.94	99.81	99.29	99.85	99.21	94.10

1-2 Haukivaara

3-4 = Rektorn

5-6 = Henry

7-8 = Nukutusvaara

9-11 = Lappmalmen

12 = Kvarcszalagos Hauki hematit – quartz-banded haematite – Hauki

13-14 = Lappmalmen, kvarc-szalagos érc – quartz-banded ore

Haukivaara: tektonikailag a legdeformáltabb előfordulás. A gyüredezettség mellett a vetődések is fontos szerepet játszottak a telep helyzetének kialakulásában. Ez az egy érctelep az, ahol a korábbi kvarcporfír fekről a telep több blokkra darabolva toldott az U-Hauki kőzetei közé.

Az ércbívás területe, 21 000 m² -vált. A kitermelt érc középértékei a következők: Fe = 51%, P = 2,5% és az SiO₂ = 7%. A felső 10 méterben, a kvarcszilikátok és a kalcit kioldódtak. A mellékkőzetek: Hauki típusú szienitporfír, agglomerátum, szericitkvarcit, fillit és homokkő. A repedéseket kitöltő anyagban sárga uráncillám fordult elő.

Rektorn: felépítésében a Haukivaaránál egyszerűbb. A fekről közeli érc apatitos magnetit, a fedőközeli, apatitos hematit. Rektorn érctelepe oly gazdag volt apatitban, hogy a II. világháború alatt a termelést apatitra állították be (5. ábra). A szalagos rétegekben a kis-méretű gyüredezettség gyakori, de vetők is előfordulnak. Az apatit rétegzett teleprésében előfordul keresztretegzettség. A telep középső részén, több m² nagyságú, alig cm vastagságú "érclemezeket" lehet hasítani, a különben átlagos összetételű ércből. A tufás fekrében gradált rétegzettséget figyelhetünk meg. A közvetlen fedő porfírdetritusa keresztretegzett. A külfejtés falán, az érctelep keresztmetszetében, jól látható a telep felső, erodálódott része, ahol a fedőközletben nagyszámú érc-törmelék ágyazódott be. Az érctelep, de a mellékkőzeteket is, mint már korábban megemlítettük, kvarc, ankerit, spekularit, kalcit és savanyú plagioklászból álló telérek harántolják. A külfejtésben kisebb szulfitercesedés fordul elő. A telepet szericitesedés, karbonátosodás, kovásodás és martitosodás érintette.

A külfejtésben termelt érctelep területe a Haukivaarával megegyező nagyságú volt. A termelt ércnek az átlagos minősége: Fe = 37%, P = 4,3%, és az SiO₂ = 13% volt.

Henry: a telep északi magnetitérc része, egy vetősorozattal, a fekről kvarcporfírjába toldott. A fekről kontaktusnál több m³-es apatittörmés, nagyszámú, szegletes érc-törmelék zár magába. A telep szalagos-laminált részében az apatit-hematitércben, keresztretegzettséget tárt fel a bányaművelés (6. ábra). A telep fedőjét Hauki típusú szienitporfír, szericitkvarcit, porfírdetritus, "fragment-érc" és az ún. Hauki-hematit képezi. A "fragment-érc" tulajdonképpen nem érc, hanem egy polimikt közettörmelék összehalmozódása hematitos matrixban. A kékes hematit kiemeli a vöröses porfírtörmelék és az egész kifejlődésnek érces jellegét ad (7. ábra). Egy keresztmetszeten részletes vizsgálata során, a kvarc-ankerit-apatit-kalcitban gazdag magnetitércben 0,22-0,51 ppm Au-t mutattak ki. A porfíros fekről egy részében egy pirittel hintett mintában 0,22% Cu, 6,5% P₂O₅, 1900 ppm BaO és 0,56 ppm Au-t mutatott ki az elemzés. A szericitkvarcitban helyenként radioaktivitás észlelhető.

Az ércbívás területe 24000 m², amiből a kitermelt érc átlagai : Fe = 42%, P = 4,4%, és az SiO₂ = 5% volt.

Nukutusvaara: ez az érctelep vetőkkel zavart északi folytatása a Henry-telep magnetit-típusú ércének. A telepben klasszikus apatit szalagosság figyelhető



5. ábra. Apatit szalagos hematit–magnetit érc. Rektorn

Fig. 5. Apatite-banded ore in Rektorn

meg mind a magnetit, mind a hematit típusú ércekben. Egyes apatit rétegek elérik a dm-es vastagságot, enyhén gyüredeztettek, és a tektonikailag zavart rétegből apofizák nyomulnak a fedőkőzetbe (8. ábra) Ebben a telepben, a rétegzettség, az apatitszegény érc típusban is jól kitűnik. A helyenként 70 m vastagságot is elérő érctelep fedőjében, Hauki-hematit, szericitkvarcit, kloritpala, porfiridetritus és Hauki típusú szienitporfir beágyazódások fordulnak elő.

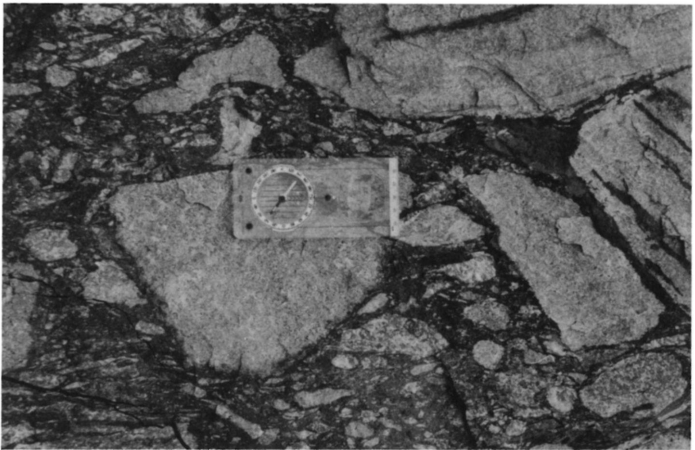
Az egész telep területe 16 000 m², amiből a kitermelt érc átlagos tartalma: Fe = 43%, P = 3,5% és az SiO₂ = 10% volt.

Lappmalmen: mágneses mérések hívták fel a figyelmet arra, hogy Kirunától északra a Rektorn és a Henry külfejtések között, egy 2500 m hosszú szakaszon, 5–600 m mélységben, magnetites ércelőfordulás valószínű. A fúrások megerősítették ezt a feltevést, úgyszintén a feltételezett 50°–65°-os keleti dőlést is. Az első fúrás 122 m vastag összefüggő ércet harántolt 64% Fe és 0,3% P átlagokkal. A következő fúrás, kvarchomokkő, konglomerátum és fillit után, 896 m-nél érte el az ércszintet. Innen 1078 m-ig a hematit-domináns telep folyamatosságát csak alárendelten kalciterezett, helyenként közettörmelékes porfiridetritus és Hauki hematit betelepülések szakították meg. 1078 m-től 1328 m-ig, néhány méter vastag hematitérc után, magnetitérc különböző változatait harántolta a fúrás. Az apatit réteges érchen a Kiirunavaarából jól ismert ún. váz szerkezet (skele-



6. ábra. Keresztrétegződés az apatitszalagos (laminált) hematitérc telepben. Henry külfejtése

Fig. 6. Cross-bedding in the apatite-banded (laminated) hematite ore. Henry open pit



7. ábra. "Fragmentérc". Porfirtörmelékek egy hematitos matrixban. Henry külfejtés

Fig. 7. "Fragment ore". Fragments of porphyry in hematite-poor matrix. Henry open pit.



8. ábra. Deformált apatit réteg, rétegzett magnetitércben apofizával. Nukutusvaara külfejtés

Fig. 8. Deformed apatite layer in layered magnetite ore with apophyse. Nukutusvaara open pit

ton-ore) is előfordult. Az érctelep csak helyenként szakítják meg cm vastag, a rétegzettséggel párhuzamos, tufás–fillites beágyazások. A 250 m hosszú fúrómag átlagos értéke a következő: Fe = 44,2%, P = 4,3% és az SiO₂ = 5%. Az érctelep fekéje kvarcporfir. A fúrások arra engednek következtetni, hogy 700 m mélységben, az érctelep kiterjedése 150 000 m² és hogy ez alatt a szint alatt a telep nagysága növekszik.

Ebben az érctelepben az apatit tartalom nagyobb és a kvarc tartalom kisebb mint a többi Per Geijer érctelepben. A telep felső részén a tipikusan apatittal rétegzett magnetit folyamatosan megy át a kvarcszalagos magnetit (-hematit) érc típusba. Az 1–2 cm vastag kvarc szalagok már az apatit szalagos érc típusban fellépnek, és fordítva. Az átmeneteknél semmiféle konszolidálás utáni tektonikus zavarás nem észlelhető. Ezeknek a különböző kategóriába sorolt érc típusoknak hasonló képződésre utaló közös megjelenése, ami kizárja az intruzív-magmás telepképződést, korábban ismeretlen volt. A kvarcszalagos érc kibúvásában nem ismert, a kvarc lencsés, kvarc zsinóros változatait az ércmagma hidrotermális fázisának tartották. Az egyes kvarc szalagokban előfordul, hogy a tiszta kvarc massa, gradált rétegzettségre emlékeztetően, folyamatosan megy át a tiszta hematit szalagba (9. ábra). A kvarc szalagos érc típus változatai közül a korábbi irodalom csak a Hauki-hematitot és a törmelékes kovás vagy kvarc

lencsés változatokat említi. Az új fúrási eredmények kiértékelésével ezeknek a képződményeknek a sztratigráfiai hovatartozása is megoldódott.

A Rektorn és Henry külfejtések közötti területen a szalagos kvarc-hematit egyes fúrásokban eléri a 60 m-es vastagságot, habár a legtöbb fúrásban vékonyabb, más fúrásokban pedig a fellépésük ismétlődő. Itt az átmenetek, az egyik változathoz a másikba gyakoriak. Az egész összlet vastagsága, kb. 200 méter. Ezen az összleten belül, a kémiai elemzésekben a határértékek a következők: Fe = 20–30%, P = 0,05–2,0%, és az SiO₂ = 15–45%. A fúrások befejeztével, a kiértékelés szerint, ezt a 200 m-es összletet tulajdonképpen csak egy porfirterritus választja el az alatta fekvő 250 m vastag Lappmalmen ércteleptől.

Syvåjärvi: genetikailag érdekes, de az itteni ércesedés nem hasonlítható össze a többi Per Geijer érctelepekkel. Az erősen kovásodott U-Hauki összlet északi előfordulását kutatóárok és fúrások harántolták. Itt a kőzetátalakulás intenzívebb mint az összes délebbi részeken. Ezen a helyen a fehér és vöröses kőzet-törmelékek mállottak. Minden begyűjtött minta bárium tartalmú. Ezekben a mintákban, a legmagasabb értékek a következők: Fe₂O₃ = 38%, P = 0,13%, SiO₂ = 44,4% és a BaO = 6,42%.

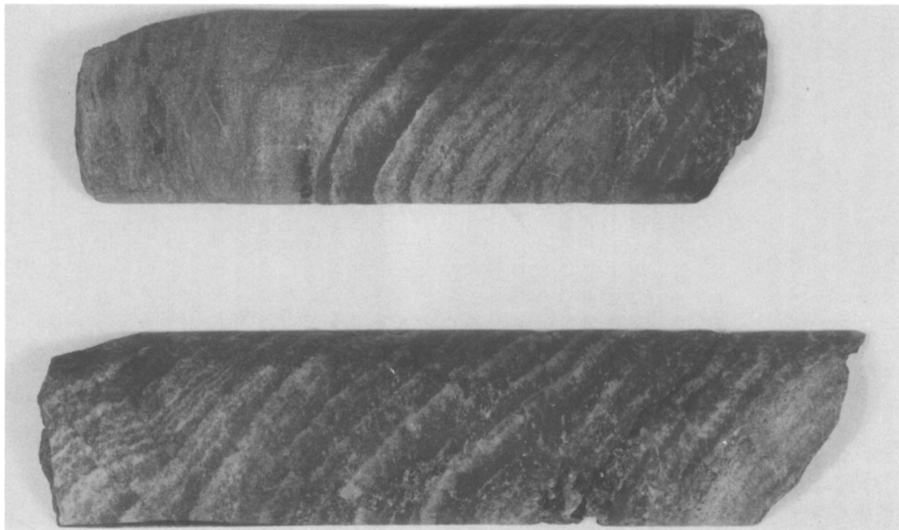
Ércgenetikai állásfoglalás

A szerző, az előzőekben ismertetett adatok és az összehasonlító elemzések alapján, a Kiruna típusúnak ismert vasérc keletkezésével kapcsolatban elutasítja az intruzív-magmás elméletet. Mielőtt azonban további érveléseket mutatnánk be, helyénvaló a kritizált elmélet rövid ismertetése, megerősítve azt az elmélet alapító felfogásának néhány idézetével.

Az intruzív-magmás elmélet

PER GEIJER 1931-ben kiadott dolgozata szerint a típushoz tartozó vasércelőfordulásoknak a jellemzői a következők: az ősmagma differenciálódása folyamán a korán kristályosodó magmarész elkülönül a könnyenillókban feldúsult ércmagmarésztől, majd ez a korai rész magma, mint a folyamat első fázisa képezi a második fázisban felpréselődő, alacsony viszkozitású ércmagnának a mellékkőzetét. Az intrúzió sekély mélységben történik. A két fázis közötti rokonságot GEIJER a helyenként fellépő mandulaköves porfirban és az ún. magnetit-szientitporfirban látja főleg azért, mert a mandulakitöltések anyaga magnetit, földpát, apatit, aktinolit vagy titán és a magnetit-szientitporfirban a magnetittartalom 20% fölötti is lehet. Az ércképződési folyamatot egy hidrotermális fázis zárja le.

Az érctelepek szerkezete, az apatittartalom, az ércetek–mellékkőzetek közötti kontaktus, a breccsásodás, GEIJER szerint mind az érc típus jellemzői. GEIJER (1960) a következőket állapította meg: "The ore bodies are intrusive, as shown by their contact relations, including "the ore breccias". Since the latter are offshoots from the main ore bodies, they cannot represent any later "mobilization"



9. ábra. Folyamatos átmenetek kvarc és hematit között az egyes szalagokban. Lappmalmen

Fig. 9. Continuous transition from pure quartz to pure hematite in the bands. Lappmalmen

of material." Az érc típus egyik fontos jellemzője a magas apatittartalom. Az apatit magmás eredetét GEIJER (1962) azzal magyarázza, hogy: "Sedimentary concentrations of phosphorus are virtually absent in the Precambrian." Egy másik, a magmás rokonságra utaló jelenség az érctelepekben, vagy azok közelségében fellépő, porfir és magnetit (részben apatit) telérek. GEIJER, de néhány mai szerző is, az érctelepekben a hasábos vagy oszlopos durva, magnetit (részben apatit) kristályok megjelenését az egész érctelepre vonatkoztatja azaz, az egész érctelepét primér magmaintrúzióknak tekinti.

Az apatit mint genetikai típusjellemző

Az intruzív-magmás elmélet, az apatit ércgenetikai szerepének kiértékelésénél, főleg három kérdés köré építette fel az elmélet helyességének bizonyítását: a/ a textúrára, b/ mint típusjellemzőre, c/ a Prekambriumi apatitfeldúsulás magmás kötöttségére. Ebben a fejezetben a két első kérdés alkalmazásának helyességét vizsgáljuk meg, majd az apatit magmás képződésének kérdésére, a vas eredetének tárgyalásához kötvé, az utolsó fejezetben térünk vissza.

Az apatitmagma intrúziójára és a telepekben való elrendeződésére, az intruzív elmélet szerint, a következő két idézetben lehet választ kapni. GEIJER (1910) fogalmazásában ; "In a magma consisting of magnetite and much apatite the crystallized first relatively large apatite crystals; during movements of the magma the latter massed themselves together into lumps which later on were rolled out into layers, between which the magnetite, and the remaining apatite crystallized." A másik idézet, a Geijer felfogását minden kritika nélkül követő FRIETSCH (1978) cikkéből származik, 68 évvel GEIJER imént idézett cikke után: "The phase richer in apatite is always the younger. On the basis of the intrusive-magmatic hypothesis, this is consistent with enrichment of phosphorus in the residual melt and formation of the phosphorus-rich ore type at a later stage in the differentiation process than the Kiruna ore type proper."

A szerző az intruzív felfogásokkal szemben, a réteges-szalagos-laminált textúrát ciklikus kémiai üledékeknek véli a következő megfontolások alapján. Az apatitnak és a magnetitnek (-hematitnak) az érctelepbe való speciális elrendeződése határozza meg a telep szerkezetét. A különböző textúrákból ítélve előfordul elsődleges és másodlagos ércképződés. Az elsődleges képződésre a réteges-szalagos-laminált textúra a jellemző. GEIJER (1910) maga, a Kiirunavaara telepéből, "stratified ore"-nak írta le az apatitréteges textúrát, de később, ezt a genetikai jelentésű kifejezést elkerülte azzal az indokkal, hogy az. "offshoots"-fellépések kizárják az üledékes képződést.

A vélemények azonban megegyezők GEIJERrel abban, hogy az érctelepek mai helyzete "kibillent", és többé-kevésbé deformált. Az érctelepek eredeti helyzete tehát horizontális volt, még az intruzív-magmás elgondolások szerint is. Így, az elsődleges textúra is ilyen helyzetben konszolidálódott. A réteges-szalagos-laminált kifejlődések mindig konkordánsak a telep dőlés-csapás helyzetével, azaz a fekükontaktus mindenirányú kiterjedésével. P. FORSELL bányageológus Kiirunavaara telepében a rétegek-szalagok-laminitek számát, 1000 körü-

lire becsülte. A rétegek elérhetik a dm-es vastagságot is, míg a lamellák vastagsága olykor a mm alatt van (10. ábra). Az apatit és a magnetit (-hematit) közötti határok általában élesek, de folyamatos átmenetek is előfordulnak. A Per Geijer értelepekben pl. helyenként magában a szalagban, gradált rétegzettségre emlékeztető felosztásban helyezkednek el az apatit és a magnetit-szemcsék (11. ábra). A Henry és Rektorn külfejtésében napjainkban is megfigyelhető keresztretegzettséget mutat egy hematitos-apatitszalagos teleprész. A szerző szerint, ezt a jelenséget nedves állapotban történt csuszamlásnak lehet felfogni, de semmi esetre sem illeszthető egy intrúziós folyamatba. Az apatit-réteges érc típus helyenként néhány dm hosszú és néhány cm vastag "skeleton" és "pettyes" apatitlencsét zár magába, párhuzamosan a rétegzettséggel. A lencsék matrixában sűrűn és rendezetlenül "magnetitpálcikák" foglalnak helyet. Ezekben a különleges struktúrákban GEIJER magmás eredetet látott, míg a szerző a lencsék kifejlődését, a szilárdfázist megelőző kolloidális állapot "megdermedésének" értelmezi. A lencsék összetétele azonos a réteges ércek összetételével.

A szalagos képződés megértésére a szerzőnek KINOSHITA (1924) leírása alapján, megismétlődő kísérletekkel, sikerül éleshatáru és folyamatos átmenetű hematit-apatit "egyszalagot" előállítania, az LKAB kirunai laboratóriumában egy "pszeudovulkáni" közegben, KCl és NaCl reagensek használatával (PARÁK 1973, 1975).

Az eddig ismertetett textúrákat, a szerző elsődleges kémiai üledékes képződményeknek tekinti, ellentétben az apatitmagma késői, magnetittel telített térségbe való intrúziójával, ahol a benyomult apatitmagma, réteges-szalagos-laminált textúrát képezne többnégyzetkilométeres kiterjedésben.

A réteges-szalagos-laminált felépítést szabályozó tényezőket pontosabban nem ismerjük, de a pH, Eh, hőmérséklet, a koagulációs hatás, az alkáli hatás stb., mind közrejátszanak a folyamatban. Ezekon kívül még a biológiai telítési ciklus is elképzelhető. Baktériális résztvételt az ércképződésben már a Kiruna típusú érceknél idősebb képződményekben is valószínűsítettek a vizsgálatok.

Másodlagosnak, a szerző a durvaszemcsés (kristályos), főleg apatit-magnetit telérekben, apofizákban és üregekben fellépő apatitot tekinti. A telérek helyenként egymással párhuzamosan lépnek fel az általános rétegzettséggel konkordánsan, de egyes helyeken eltérő irányú megjelenésük is megfigyelhető. Gyakoriságuk a metamorfózis fokozódásával növekszik. Az apatitos rétegekben megfigyelhető gyüredezettségek és a törésekhez viszonyítható telepzavarok, a kompetensebb vasoxid rétegek között az apatitrétegek inkompetenségét tanúsítják. A tektonikus nyomásviszonyok megváltozása az apatit rétegeket könnyen deformálja, ami az apatit tömeg új helyzetébe való átréselése folytán, durvább szemcsézettségű átkristályosodást eredményez.

Lehet-e az apatit típusjellemző? Az apatitot a Kiruna-típusú ércek általánosan használt jellemzőjeként ismerjük az irodalomból. A valóságban pedig még magában a Kiirunavaara telepében is csökken az apatitos érc részaránya a mélység



10. ábra. "Laminált" hematit-apatit érctelep. Henry külfejtés

Fig. 10. "Laminated" hematite-apatite ore. Henry open pit



11. ábra. Az apatitszalagokban fellépő "gradált" eloszlású apatit-hematit. Nukutusvaara

Fig. 11. Distribution of apatite and hematite in apatite-banded ore. Nukurusvaara

felé. Ugyanakkor, a nem magmás eredetűnek ismert ércelőfordulásokban is ismerünk apatitban gazdag telepeket. Ennek igazolására, megemlítünk néhány különböző eredetű, a Kirunai érceknél idősebb vagy egyidejű vasércelőfordulást és néhány szulfidos ércelepet is.

A Prekambriumi BIF-típusú vasércelőfordulások közül megemlítendő a finnországi Väjrylänkylä, ahonnan LAAJOKI (1975), 1,2% foszfortartalmat közöl, majd a Pääkkö-formáció, ahonnan ugyanaz a szerző jelenti, hogy: "according to the P content (table 2) the band contains approximately 70% apatite". Egy másik értekezésben LAAJOKI & SAIKKONEN (1977) Pääkkö és Iso Vaurijärvi-ről 2,54% P_2O_5 , és a Pääkkö formáció apatitszalagjából 27,0–29,4% P_2O_5 -ről adnak jelentést. A finn BIF-típusú előfordulásokat legalább 2000 millió évesre becsülik, tehát a Kirunai érceknél idősebb képződmények. STANTON (1972) a Broken Hill vékony BIF-rétegekből, 5% -ot elérő P_2O_5 -t közöl. JOHNSON & KLINGNER (1976) is 0,9, 2,4, 3,5 és 3,2% P_2O_5 tartalmakat mutatnak ki a BIF-típusú ércekben.

A szkarn-típusú, apatitban gazdag, Kiruna környéki ércelepeket az apatit eredetének tárgyalásával kapcsolatban említjük meg. A szkarnos típushoz sorolt, Skandinávián kívüli előfordulásokról, pl. a New Jersey, Dover district (USA), SIMS (1953) publikált adatokat: "in massive deposit, apatite constitutes from about 1 to 40 percent of the ore". Oroszországból megemlítendő, a Lebiajaja magnetitérc előfordulása (BELEVTSJEV et al. 1982; GEIJER 1931), ahol az apatit "tömszökbe", vagy Kiirunavaarához hasonlóan, szalagokban düsült fel.

Az apatit helyenként feldúsulhat a szulfidos érceken is. A észak-svédországi Prekambriumi Skellefte ércprovincia egyik legfontosabb bányája Boliden arsenopirit telepében aránylag magasabb volt az apatittartalom mint a Kiirunavaara apatitos ércében. A már kifejtett ércelep teljes hossza 600 m volt, maximum 40 m vastagsággal. ÖDMAN (1941) egy részletes leírásban ismertette a fluorapatit 1–2 cm vastag szalagos fellépését az arsenopirit ércben és annak mellékköze-tében. Az apatit 0,008–0,3 mm-es kristályokban aggregátummá és szalagokká egyesül, de a piritércben megjelenik lencsék formájában és elmosódott foltok-ként is. A Boliden telepéből ÖDMAN megemlíti "large lenses of massive apatite rock" előfordulást, majd "on several occasions was noted a regular transition from arsenopyrite ore in apatite rock or to pyrite-apatite ore". Az "apatit rock" térfogatának 52–78%-át az apatit teszi ki. A szalagos apatitérc fényképek alapján (ÖDMAN 1941), nagy hasonlóságot mutat a Kiruna környéki ércelepekben előforduló apatit szalagossággal. Ausztráliából, STANTON (1972), a BIF ércelep szulfidos fázisából 3% fluorapatitot közöl. HUTCHINSON (1979) a Tazmán Renison Bell (Mt. Bishoff) ércelőfordulás genetikáját exhalatívnak értelmezi és t.k. közli: "apatite is present in pyritic, cherty and carbonate-rich beds and in the ore itself, in all of which it shows a similar pattern of rare-earth element distribution, suggesting that it is of marine sedimentary origin." HUTCHINSON ugyanebben a cikkben közli: "apatite and tourmaline are widespread, occur alike in pyritic, cherty and carbonate-rich laminae and together constitute up to 5 per cent of the rock." Az indiai Bihar államból DUNN (1937) szulfid összetételben (kalkopirit, pirit, pirrotin) fellépő apatitot említ, ahonnan 3,02% P_2O_5 -t mutattak ki az elemzések.

Tehát az apatitgazdag ércesedés lehet egy előfordulásnak, de nem egy egész érc típusnak a jellemzője. Az apatit megjelenését, mint genetikai jellemzőt, még a Kiruna típusú ércek esetében sem lehet általánosítani.

Az érctelep–mellékkőzet kontaktusának genetikai kiértékelése, a breccsa fogalom

Kiirunavaara érctelepe diszkordanciával települ a szienitporfir-mandulakő-tufarétegek kőzeteire. A diszkordanciát megerősíti a kontaktusnál feltárt "pszeudokonglomerát", ez az összetételében, a feké kőzettípusait képviselő, kavicsokból és görgetegekből összehalmozott, magnetit matrixban cementált képződmény (2. ábra).

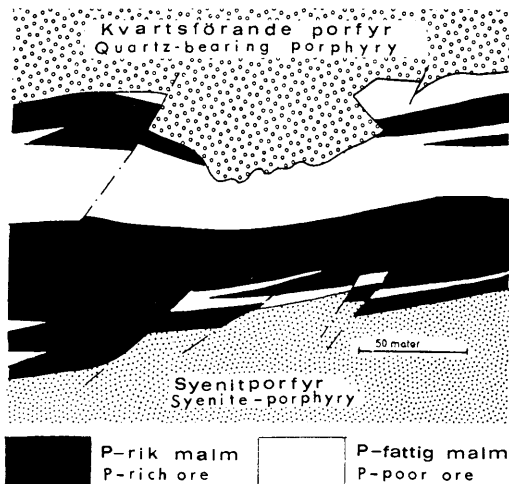
Luossavaara érctelepét klorit-szkarn választja el a Kiirunavaara fekéjével azonos fekéközettől. A diszkordanciát itt, az érctelep–mellékkőzet kontaktusával 20°–30°-os szöget bezáró, a fekében egymással párhuzamosan fellépő magnetitlencsék és erek igazolják. A Per Geijer érctelepnek és ezek fekéjének határa a leggyakrabban éles, de a határfelületet helyenként apatitörmöszök jelzik.

Kiirunavaara telepében, egy 110–120 m-es szakaszon, erózióra utaló érctelep–fedőkőzet kontaktust tárt fel a bányaművelés (PARÁK 1975a). A diszkordáns határfelület egy 50–60 m mélységű, egyenetlen "telep legyalulást" jelez (12. ábra). A lepusztulás, kétség kívül, az érctelep konszolidációja után következett be. Ez a helyi katasztrófa megtörténhetett ugyan az érctelep betakarása után is egy mélyebb, kvarcporfirt is érintő lepusztulással. A fedőkőzetben előforduló kisebb-nagyobb érc törmelékek és blokkok, mint már említettük, mind összetételben mind szövetileg, a telep érc típusaival megegyezők. A törmelékek gyakorisága és fellépése alapján a szerző feltételezi, hogy a konszolidálódott, nagyrésztében már letakart, de a katasztrófa helyén még szabad ércfelület feltöredezett felületének szétszórt darabjait zárta magába a magasviszkozitású láva, vagy a rétegzett vulkáni hamutufa. Mint már rámutattunk, a kvarcporfir jelenlegi szövetéből gyakran problematikus a kőzet eredetét felismerni. Az erózió feltárása egyrészt az intruzív telepképződést teszi valószínűtlenné, másrésztől, magyarázatot ad a kvarcporfirba zárt érc törmelékek hovatartozásáról.

Az "offshoots"-nak felfogott ércnyelvek mellékkőzetbe vélt intrúziója, mint már korábban is megemlítettük, nem intrúzióval, hanem tektonikai deformációval kapcsolatos jelenségek, és legalábbis egy esetben, egy porfirtelének, a telepkontaktussal csaknem párhuzamos intrúziója okozta az offshoot-hoz hasonló kőzet és érc viszonyát.

A Luossavaara fedőjének közvetlen érintkezése megközelíthetetlen, de a fedőkőzeli részeken, a fedőkőzetbe zárt érc törmelékek és ércblokkok, az érctelepnek a betakarása előtti szabad felületére engednek itt is következtetni (4. ábra). Hasonló jelenséget lehet megfigyelni, a Rektorn fedője és az érctelep kontaktusánál is.

Az érctelepnek és mellékkőzetnek érintkezésviszonyai kizárják az intrúziós telepfoglalás lehetőségét és az ilyen telepfoglalási elmélet helyességét.



12. ábra. Erózióra utaló érctelep-fedőporfir kontaktus. Kiirunavaara, 320 m szint

Fig. 12. Eroded part of the Kiirunavaara ore at the hanging wall contact. 320 m level

Az ércbreccsa fogalom: a breccsa megnevezést különböző módon lehet értelmezni. A bányatérképeken, ha a mellékkőzetben 20–25 % feletti a vastartalom, breccsának jelölik, függetlenül, hogy a breccsa geológiai értelmezése a szerkezetre vonatkozik-e. A mindennapos használatban három különböző szerkezetben fellépő, átlagosan 25% -nál magasabb vastartalmú ércesedést lehet idesorolni. Az egyik a Luossavaara érctelep fekéjében nagyjából egymással párhuzamosan fellépő túlnyomórészt dm-es, de olykor többméteres vastagságú magnetitérc lencsék és vastag erek. Ezeket a vastag ereket hálószerűen, vékony magnetiterezettség köti össze. A másik kifejlődés a magnetittel hintett feldúsulás, ami leggyakrabban, a magnetit-szienitporfir magasabb ércartalmú változata. A harmadik változat a szerkezethez kötött ércesedés, ahol a szegletes törmelék (érc vagy kőzet), matrixba (érc vagy kőzet) vannak ágyazva. A hintett típusú ércesedés Syvärvi és Henry telepétől, kisebb mértékben Luossavaarától nyugatra, valamint az U-Hauki kőzeteiben fordul elő. A Luossajärvi fúrási anyagában is előfordult ez a típus, de kiterjedése ismeretlen. A hintett és érezett ércesedéseknek gyakoriak a közös előfordulásai. Itt feltehető, hogy a primér ércesedés egy töréses, felrepedezett kőzetbe "migrált" másodlagos képződmény. Ezt azonban nem lehet egy erőteljes injekciónak tekinteni mint ahogyan azt az intruzív-magmás eredet zászlóvivői teszik.

Az ércbreccsa tulajdonképeni előfordulása, ahol a szegletes "klasztok" majdnem összeilleszthetők az ércmatrixban, kisebb kiterjedésben Kiirunavaara fekküjében, nagyobb kiterjedésben Tuolluvaara, Leveäniemi és Malmberget ércelőhelyein fordul elő. Ez utóbbi helyeken, részben fejtési minőségben is. A Syväjärvi, Henry, Leveäniemi, Malmberget és kisebb kiterjedésben a Tuolluvaara telepeinél fellépő breccsásodást, a szerző szerint stockwerknek (hidrotermális) is lehet tekinteni, míg a Kiirunavaara breccsájának kissé koptatott szegélyű egyedei, némi mozgás és szállítottság (roskadás, kőzetomlás) feltételezésére adnak okot (13. ábra).

A főtelepből kiinduló breccsásodás, ahogy GEIJER (1960) leírta, nem figyelhető meg. Más szóval, a főtelepek szomszédságában fellépő breccsásodás nem szükségszerűen van a főtelepekkel direkt kapcsolatban. A Kirunától nyugatra fekvő Ekströmsberg 1400 m hosszú, 40–50 m vastag magnetit és kb. 20 m vastag hematit ércelepeinél nem fordul elő breccsásodás. Általában a breccsásodás kiterjedése az ércprovinciában a metamorfózis fokának növekedésével függ össze. Ez nem zárja ki azonban a primér stockwerkkes breccsásodást.

A konglomerátumok és érctelepek közötti viszony

Ebben a fejezetben foglaltak egy érdekes összefüggésre kívánják a figyelmet fordítani, ami a szerző szerint az ércképződés üledékes környezeti eredetét erősíti. Polimikt konglomerátum, mint az üledékes közbetelepülések tagja, gyakran fordul elő a vulkánikus terepen. A már korábban említett, Kiruna közelében előforduló, hatalmas konglomerátum szintekhez hasonló polimikt konglomerátum szintek, ha megszakításokkal is, (pl. a fiatalabb gránitok vagy vetődések okozta) de kiterjedésükkel egy a Kiruna körzettől nyugati irányba hajló, majd a Skandináv-Kaledonidák előnyúlványainál déli irányt követő, azután keleti hajlással a Skellefte ércprovinciába kapcsolódó "vulkáni ívet" jeleznek (PARÁK 1991). Ezek a legalább 450 km hosszúságban fellépő, az összetételükben és felépítésükben hasonló képződmények egy aránylag keskeny területen, gyorsan süllyedő-gyorsan emelkedő terület közötti, fluviálisan felhalmozott hordalékok jeleznek. Ez a "törésvonal" egyúttal jelzője a konglomerátum szinteket kísérő ércszinteknek és ércelefordulásoknak is. Ilyen pl. a kb. 60 km hosszú Arjeplog körzeti üledékes vasércszint és a 30 km hosszúságban követhető Ultevis mangán-hematitércs szintje.

A Kiirunavaara fekkontaktusánál feltárt, két határozottan különböző kőzetből álló hordalék, egy konglomerátumformáló folyamathoz hasonló módon képződött, így konglomerátumnak fogható fel, mégha a megjelenése nem is egy klasszikus konglomerátumé. Kirunától 25 km-re keletre, Sautusvaara (55 millió tonnás ércvagyon) 2,5 km hosszú, 150 m vastag magnetitérc telepét közvetlenül egy 150 m vastag polimikt konglomerátum (főleg magnetit-szientiporfír, leptit, kvarc és magnetitérc) fedi. Ez a konglomerátum a tufás, rétegzett betelepüléseivel szembenítően hasonlít a Kurraavaara konglomerátumra.

A kb. 80 km-es kiterjedésű Skellefte ércprovincián belüli ún. Vargfors–Dömanberg konglomerátum kétszer 10–10 km-es szakaszának egy része direkt



13. ábra. Valamelyest szállított porfirklasztikum magnetit matrixban. Kiirunavaara feküje

Fig. 13. To some extent transported xenoliths of porphyry in magnetite matrix. Kiirunavaara, footwall

kontaktussal érintkezik az érctelepekkel. Itt rá kell mutatni arra hogy, a konglomerátum-érctelep kontaktusa nem mindig magyarázható meg utólagos egymásrátoldással és törésmenti lezökkenésekkel. Az provincia legnagyobb érctelepének (Rakkejaur) közvetlen kontaktusát egy gránitgörcgeteket is magábazáró polimikt konglomerátum képezi. GRIP (1951) a Rakkejaurtól 12 km-re fekvő Mensträsk ércelőfordulásáról közli, hogy: "The ores of the Mensträsk area are composed of more or less compact sulphides and are all connected with the zone of the coarse sediments and weathering breccia between the felsites and the upper slates." A leírásban egy 110 m vastag rétegsort polimikt konglomerátum, kvarchomokkő, és főleg tömör piritércből álló rétegek többszörös megismétlődése építi fel.

GRIP (1951) a kőzetösszetétel felépítésében résztvevő konglomerátum-ércviszonyra a következő magyarázatot adta: "The crushed conglomerate must have been easily permeable to the solution, while the slates on the side of the hanging-wall, being compact, were practically impermeable as was also, to the certain degree, the porphyry of the footwall." Ez a megállapítás egy másik magyarázatra emlékeztet. GEIJER (GEIJER & ÖDMAN 1974) a Kiirunavaara fekéjében feltárt "pszeudokonglomerát"-ról való értesülése után a következő magyarázatot adta: "...the conglomerate is to be regarded as a kind of ore breccia, the

highly mobile ore magma having penetrated among the loose-lying pebbles even more easily than in the solid porphyry."

A genetikai kiértékelésben GRIP (1951) kizárta az üledékes képződés lehetőségét a telepekben megfigyelhető diszkordanciák miatt. A leírt diszkordanciákat azonban egy modern szedimentológiai kiértékelés rogyásnak vagy csuszamlásnak is értelmezhetnék.

Az oxidos -ércek és a szkapolitosodás kérdése

Kirunától kiindulva déli irányban, a terepen végzett megfigyelések és mintavételek a szkapolitosodás kiterjedését egybeesőnek találják az oxidos ércek kiterjedési területével. A magnetitérc legdélibb előfordulása az Arjeplog körzetben a szkapolitosodott vékony rétegeknek is a legdélibb előfordulása (PARÁK 1991). Míg a szkapolit egy gyakori ásvány a Kiruna típusú és a szkarn-típusú ércek területein, addig a Skellefte ércprovinciában ismeretlen az előfordulása. SUNDIUS (1915) a Kiruna-zöldkőről írt monográfiában a bázikus intrúziókban, GEIJER (1931a) és FRIETSCH (1966) a Lina-típusú fiatal gránitok felhajtóerejéből származó, regionálisan fellépő metasomatózisban kereste a szkapolit megjelenésének okait.

A Prekambriumi Kiruna típusú és szkarn típusú ércek kiterjedési területén előforduló képződmények egy sekélyvízi és szárazulati környezetről adnak képet. A száradási repedések, a "rippel mark", a sekélyvízi keresztrétegzettség, az erodálódásra utaló feltárások, a konglomerátum, ilyen környezeti állapotokat tanúsítanak. A Viscaria feltárásánál megfigyelt pseudomorf sókristályok indikálják a sekélyvízi képződést (GODIN & LAGER 1986). Ebben a környezetben az elpárolgás, a kicsapódás, az újraoldás, a ciklikus evaporáció, a tavak-árkok-tektonók túltelített sósvizei kedvező előfeltételek az evaporit-sók kicsapódására.

Ezekből a megfigyelésekből a szerző arra a következtetésre jutott, hogy a vékony szkapolitrétegek, korábbi evaporitos kicsapódásokat jeleznek. A speciális szkapolitjelző elemek, a B, Be, Li és a Pb mind gyakoriak a Kiruna környéki vasércs területeken. Hasonló eredetűnek értelmezett szkapolitosodás ismert más területeken is. Finnországból TUISKU (1985) közölt adatokat a szkapolitosodás és a korábbi evaporitok összefüggéséről. DAVIDSON (1966) az ércek és az evaporitok közötti genetikai viszonyt írta le. SERDYUCHENKO (1975) példákön keresztül (Aldan pajzs üledékes sorozata) következtet a szkapolit megjelenésére, mint korábbi metamorfizált evaporit képződményre. Az ő vizsgálataiban a Prekambriumi sós-foszforos szkapolitos üledékek között, anhidrit és apatit is előfordul. CARTER & COLVINE (1985) a Balmat-Edwards körzetből (New York State), az ércek stratiform rétegeiben és lencséiben az anhidritet mint metaevaporitot értelmezik. HÖY (1982) a Cottonbeltről közli: "thin scapolite-rich layers in the immediate vicinity of the deposit suggest original hypersaline conditions, typical of restricted lagoonal or tidal-flat environments". A felsorolt példákban, a szkapolit egymaga, vagy az anhidrittel együtt fordul elő. Ennek

egy esetleges magyarázata, hogy az evaporit ásványai vagy tengeri (anhidrit), vagy szárazulati, sekélyvízi (szkapolit) eredetűek.

A regionális összefüggést természetesen nem lehet minden szkapolitosodott területre alkalmazni. A plagioklász is átalakulhat szkapolittá bizonyos kőzetekben. Ilyen átalakulást több helyről is leír GEIJER (1931a).

Egy szkapolitban gazdag, mm-cm vastagságú réteg nagy kiterjedésű fellépése, egy nem szkapolitosodott rétegsorban, gyakran primér evaporitosodott felületet feltételez. A szkapolitosodott területeknek az oxidos ércekkel egybeeső fellépését a szerző, a magasabbszintű oxidtelítettséggel magyarázza.

Az exhalatív-üledékes ércképződés

Az előzőekben, a szerző ismertette azokat a kutatási eredményeket, amelyek ellentmondanak egy intruzív-magmás ércképződésnek a Kiruna típusú telepeknél. Ugyanakkor, ennek az elméletnek az elvetése indokolja az újabb kutatási eredmények felhasználását a Kirunai Ércprovincia fejlődéstörténetének nagyszerkezetbe is beleillő genetikai magyarázatához.

Az intruzív-magmás elmélet az érctelepeket alkotó ásványokat egy ismeretlen ősmagmából származtatja. Az alternatív elmülethez az ércásványok eredetének keresésében megkísérlünk egy ellenőrizhetőbb forrást bemutatni.

A 14. ábra a zöldkő elterjedési területén belüli mágneses szintváltozásokat három különböző értékben (nano Tesla) jelöli meg. A zöldkőösszletben a mágneses mérések tehát, a kőzetek mágneses ásványtartalma alapján, erősebb és gyengébb értékeket érzékeltetnek. Az érc kutatás során azonban feltűnt, hogy a mágneses mérések érték-eltéréseket mutatnak olyan esetekben is, amikor a méréseket ugyanabban a sztratigráfiai helyzetben fekvő egy és ugyanabban a kőzetben, a csapásirányt követve végezzük különböző távolságokban. Ez az érc kutatásban egy fontos megfigyelés, különösen az olyan területeken, ahol a terep kb. 90%-át moréna takarja. Ilyen adat korábban ismeretlen volt. A részletes mérések, egy 30 km²-t átfogó, mágnességben alacsonyabb értékű területet határoltak el a magasabb értékű zöldkőösszlet Kirunától ÉNY-ra eső részén. Az átmenetek a normális érték és a csaknem 0-értékek között folyamatosnak mutatkoztak.

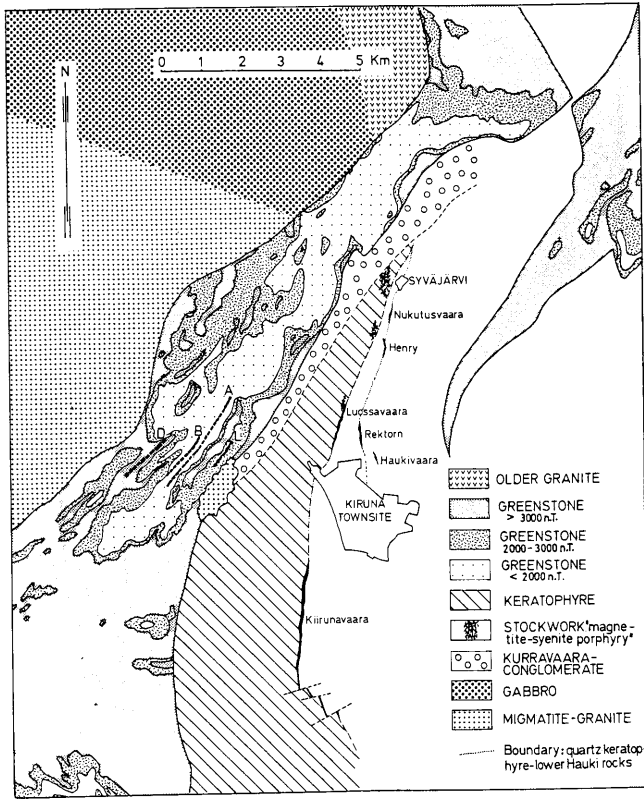
A jelenség megértése céljából, az első lépés a kibúvások bazaltpados-pillow-os kőzeteinek megvizsgálása volt. Ezekben a kibúvásokban a pillow-os egyedeket néhány mm-vastag, üveges albitkéreg veszi körül, vagy mint számos más helyen is megfigyelhető jelenség, a pillow-kérgen belül koszorúba rendezőve mandula üregek képződtek. Ezeket epidot, kalcit, homblende, klorit, pirit (pirrotin) vagy kvarc tölti ki. Szkapolitosodás is megfigyelhető ezeken a helyeken, de a szemrevételezés, a mágneses értékkülönbségre nem adott kielégítő választ. Ezek után a kémiai elemzések értékelésében kerestük a mérési eredményekre szerkesztett térképen szembetűnően markáns értékkülönbségekre a magyarázatot. A kémiai elemzési adatok összeállítása során feltűnt, hogy a nem átalakult eruptívumok átlagosan 11–14% Fe-t tartalmaznak míg az ala-

csonyabb n.T. területéről begyűjtött mintákban, az Fe-értékek 7–10% körüliek. Annak ellenére, hogy ezeken az értékhatárokon kívül előfordulnak kivételek mindkét irányban és hogy a kémiai elemzésekhez begyűjtött minták sem képviselnek olyan gyakoriságot és rendezettséget mint a mágneses mérési pontok; a különbség szignifikáns. A szerző ebben a "magnetitelszegényesedésben" (a pirrhotin szerepe ebben a tekintetben elenyésző) a kőzeteknek, az átalakulással egybekötött, kioldási vagy kilugozási folyamatában látta a magyarázatot. Az izzónfolyó láva a beltengerbe (vagy öbölbe) való ömlése során heves reakcióknak az elindítója, melynek nyomait pl. a pillow-ok albititkérgezettsége és a lehűléssel kapcsolatos finom repedezettsége tanúsít. A spilitesedett zöldkő mai megjelenése tehát egy korábbi, felhevített, kilugozásnak kitett lávaállapotot igazol. Az ilyen folyamat megindításához szükséges mélységi hőenergia forrásáról, a területen fellépő intruzívumok adnak némi felvilágosítást.

Ha a Kiruna közvetlen környékén előforduló érctelepekhez kapcsolódó magnetitben elszegényedett zöldkőösszlet 30 km²-es területét a Kiirunavaara érctelep 2 km-es mélységével szorozzuk meg, úgy 60 km³-es térfogatot kapunk. Ha ebből a térfogatból, csak 1% Fe-t számítunk kioldottnak, (sűrűség = 3,0), akkor a kioldott mennyiségből 2 400 millió tonna magnetit képződése lehetséges. A Kirunaközeli telepek ércvagyonra kb. 2 000 millió tonnára becsülhető. Tehát, a kalkuláció szerint 1% vasnak a zöldkőösszletből való kiválása megfelel a Kirunakörnyéki telepek ércvagyonának. Ehhez a számításhoz használt paraméterek természetesen tetszőlegesek, de használatukkal érzékeltetni lehet a Kirunaközeli érctelepek felépítéséhez szükséges legfontosabb komponensnek, az ilyen úton való feldúsulási lehetőségét.

A kalkuláció szerint, a kioldásos folyamatokon keresztül, minden km³ kőzetből 40 millió tonna magnetit képezhető. Ez a mennyiség összehasonlítható egy utómagmás oldatokkal bomlasztott kőzetből kalkulált mennyiséggel, amelyet SMIRNOV (1968) publikált; "Consequently about 200 millió tons of bulk iron are carried away from each cubic kilometer of these rocks. In such albitized rocks, these alterations had vertical extents of at least as much as 900 m and areas running into square kilometers". Természetesen a komplex folyamatok mellett az anyakőzet primer összetétele az egyik alapvető előfeltétele a kioldásos folyamatok eredményességének.

Ha abból a feltevésből indulunk ki, hogy egy érckomponens kivonása a zöldkőből majd a kivont komponens egy aránylag közeli medencében történő kicsapódása kioldásos folyamattal függ össze, akkor ez a folyamat, a hasonló sztratigráfiai helyzetben fellépő érctelepekre is elképzelhető. A szerző néhány geofizikus segítségével, több érctelep közelében fellépő zöldkővet vizsgált meg. Így Ekströmsberg, Vieto, Sautusvaara és Puoltsa érctelepek szomszédságában, a különben "normális" zöldkőben alacsony n.T. területeket mért fel. Leveäniemi, Gruvberget és Tansari érctelepek közelében, a gabrónak térképezett, alacsony n.T. értékű terület feltételezhetően magnetitben elszegényedett durvaszemcsés zöldkő. A többi érctelep megvizsgálása különböző okokból elmaradt, de a hasonló mérési eredmények az említett érctelepek szomszédságában kétségen kívül erősítik azt a feltevést, hogy az érctelepek a zöldkőösszlet származékai.



14. ábra. Térbeli összefüggés a Kirunai vasérctelepek, Viscaria (A, B, D, L) telepei és Kiruna zöldkő között

Fig. 14. Relationship between the Kiruna iron ore deposits, the Viscaria (A, B, D, L) ore deposits and the Kiruna-greenstone

A vasszulfidos érctelepек képződési előfeltétele a vízalatti környezet. Az exhalációs-üledékes magyarázatok a tömör szulfidos ércek képződésére általánosan elfogadottak. A Skellefte ércprovincia tömör, pirit–pirrhotin telepeinek képződését az idősebb bázikus kőzetekből hidrotermális folyamatokkal, a kioldott elemekkel feldúsult oldatoknak a tengerfenék bizonyos részén (csapda) való kicsapódásával magyarázzák (CLAESSON 1994).

Ugyanakkor, mint már korábban több példával is bemutattuk, a szulfidos fázist helyenként oxidos fázis váltja fel és a fázisok sok ércelőfordulásban szalagos váltakozásban is fellépnek. A legfontosabb különbség talán nem az érc-képző oxidos és szulfidos komponensek anyakőzeteiben, vagy a kioldással és szállítással kapcsolatos komplex-reakciókban van, hanem a kicsapási közeg állapota határozza meg, hogy milyen típusú érc képződik. Azok a környezeti állapotok tehát, amelyek meghatározzák, hogy oxidos vagy szulfidos ásvány képződjön rekonstruálhatók a földtörténet különböző koraiból. Erre jó példa, a Ny-Grönlandban fellépő, 3750 millió éves Isua "supracrustal belt" (APPEL 1979), vagy devon korú Lahn-Dill vasércelőfordulásai, ahol úgy a magnetitet mint a hematitet primér képződésnek értelmezik (SCHNEIDERHÖHN 1941, "Untermeerische exhalativ-sedimentäre Roteisenerce Keratophyre-Eisenerce, Typus Lahn-Dill")

A Kiruna típusú ércek képződésénél az oxigéntelítettség szerepére a legjobb példa a magnetit és hematit rétegzettség. Ez a képződési szerkezet alátámasztja az oxigén szerepének fontosságát a kicsapódási közeg kémiai állapotának függvényében. Természetesen a folyamatban résztvevő más tényezők mint pl. a pH, Eh, hőmérséklet, a nyomásviszonyok, a koagulációs hatás stb. fontosságát nem lehet az oxigén szerepének összehasonlítani.

A fumarola működés érc-képző szerepéről ZELENOV (1958, 1960) az Ohotszki tenger Kurili szigetain végzett, részletes vizsgálatai számolnak be. A megfigyelési területeken a vulkáni működés minden változata, a láva, a piroklasztikus termékek, a breccsaképződés is folyamatban van, de a feltörő forróvízes oldatok és gázok szerepe, a kioldás, a szállítás és kicsapódás részletes tanulmányozása, jelentős mértékben járult hozzá a fumarola-szolfatara érc-képzésbeli szerepének megismeréséhez. A kioldott fémes komplexeket, patakok és folyók szállítják az Ohotszki tengerbe vagy a Csendes-óceánba. ZELENOV (1958, 1960) részletes leírásai, táblázatos összeállításokban is szemléltetik a különböző szigeteken feltörő forrásokban és patakokban szállított anyagok összetételét, a kőzetekben vizsgált átalakulásokat és a kioldott elemek sorát. ZELENOV, K.K. kémiai vizsgálatai is megerősítik a termálvizekben a pH szerepét, a hidrát és oxid kicsapódásánál. Iturup szigetéről a Bogdan Szmelnitszki vulkán 1,5 km széles, 500 m mély kráterjének fenékteknőjében egy "limonitkaskád"-ban, a vizsgálat idején kicsapódott limonit 10–12 m vastagságot ért el, és ez a mennyiség, a beszámoló szerint növekedett. Megemlítenéd, hogy ezekben a limonitfeldúsulásokban csak nagyon kevés a nyomelem, a limonitvak tiszták, más anyagoktól mentesek. A limonitforrások és patakok tehát jelentős vastagságú limonitot halmaznak fel. Egy ilyen nagyobb limonitmennyiséget termelő helyről, az Észak-Tjirip-ről, a naponta mért mennyiséget 185x60x86 400 grammal adja meg a

szerző. ZELENOV (1958) a Zuvara folyó 3 km-es szakaszán végzett vizsgálat adataiban közli, hogy a kifolyásnál, az 1,8 m³-es vízmennyiségben oldott vas 400–580 g/másodperc mennyiséget tesz ki, ami 35–40 tonnát jelent naponta. Ezeket az adatokat átszámolva, azt látjuk, hogy a Kirunakörnyéki telepek vasércvagyonának a felépítésére elégséges lenne 100 000 év, ha a sok forrásból és patakból csak három Zuvara kapacitású folyóban szállított vas mennyiségével számolunk.

Az apatit eredetéről: az intruzív-magmás elmélet szerint az apatit egy ősmagma differenciálódásának terméke. GEIJER (1910, 1931) abból a felfogásból indult ki, hogy a prekambriumban az apatit üledékes úton való feldúsulása nem lehetett olyan nagymértékű, mint a magmás feldúsulás. GEIJER (1962) később is kitartott a véleménye mellett, mert a Kiruna típusú ércek képződésének korából, az üledékes apatitkoncentráció hiányát továbbra is szignifikánsnak találta. Röviddel GEIJER cikkének megjelenése után, DAVIDSON (1963) kínai, orosz és délafrikai példákkal cáfolta GEIJER felfogását és mint már az előzőkben példákkal is meg erősítettük, a szakirodalom Skandinávián belüli és kívüli, nem magmás eredetű apatitfeldúsulásokat is ismertetett, úgy a korai mint a késői prekambriumból (PARÁK 1985).

A Kiruna típusú érctelepekben feldúsult apatit származására vonatkozó összehasonlításokat a Kirunakörnyéki érceknél idősebb, üledékes eredetű ércelőfordulásokkal kezdjük. Számos szkarn típusúnak nevezett érctelep, földrajzilag a Kiruna típusú ércek kiterjedési területén belül fordul elő az idősebb zöldkőösszletben. Rakkurijokki, 50 M tonnát képviselő telepének egyes rétegeiben, a P₂O₅ eléri a 6,78%-ot. A Kirunától 15 km-re fekvő Puolta 50 M tonnás telepében 3,62%, a 22 km-re fekvő Vieto 12 M tonnás telepében, 4,12% és a 22 km-re fekvő Sautusvaara 55 M tonnás telepében, helyenként 6% P₂O₅-t mutattak ki az elemzések. A Kirunától 45 km-re fekvő Tjavelk 6 M tonnás telepében az átlagos foszfortartalom 1,3%, de a legmagasabb értéket 1 m fúrómagban mutatták ki, ahol a P₂O₅ tartalom 15,8% volt !

A zöldkő fejezete alatt ismertetett Viscaria üledékes réz- és vasércelőfordulásaiiban a fluorapatit a tömör ércszalagban is fellép. Az A-szintben a P₂O₅ tartalom 0,59–2,45% között változott az ellenőrzött mintákban. Ezek az előfordulások mint már említettem, a Kiirunavaara–Luossajärvi–Luossavaara ércszint fekéje alatti zöldkőösszletben tárták fel. Magának a zöldkőnek a foszfortartalma 0,06–0,65% között változik az ércesedésen kívüli területekről begyűjtött mintákban.

A zöldkőelemzések csak ritkán foglalják magukba a ritkaföldfémeket. A Kirunától északra fellépő ércesedett üledékes közbetelepülésekből, 75 db mintában, a cérium 1200 ppm-es értéke volt a legmagasabb. A lantán minden mintában jelen volt 10–45 ppm közötti értékekkel. Határozott következtetést a hiányos jellemzők miatt nem lehet levonni. A vizsgálati eredmények alapján általánosságban azt a következtetést vonhatjuk le, hogy a zöldkő üledékeiben a ritkaföldfémek 7 elemében (Y, Ce, La, Nd, Tm, Yb, Eu), kimutatott 2500 ppm fölötti érték nem zárja ki a kirunaközeli érctelepekből ismert apatit–ritkaföldfém közötti pozitív korrelációt és minden valószínűség szerint, a ritkaföldfémek is

résztvettek a kőzet-átalakulások-kioldások-szállítással kapcsolatos, keveredés-kicsapódásos folyamatokban.

Szervesanyag közreműködésről vagy azok esetleges szerepéről az érctelep felépítésében nincsenek adataink. Ennek dacára helytelen lenne kizárni az ilyen lehetőséget. A kirunai fekélyösszlethez tartozó Viscaria ércbánya A-szintjébe beágyazott 0,8–1,0 m vastag mészkő-szarukő (chert) képződmény sztromatolit képződményre emlékeztet. GODIN & LAGER (1986) tanulmánya során a helyszínen mutatta be a 4–5 cm átmérőjű gömbszeletes mészkő-szarukő képződményeket. A képződmény magnetitos és kalkopirités héjak miatt jellegzetesen sztromatolit eredetű. A gömbök közötti teret szarukő töltötte ki. Az ércelfordulásoknál itt több képződmény, mint már korábban említettem, sekélyvízi-lagunás környezetről tanúskodik, kiszáradási periódusokkal. Az érctelep fekélyjében tipikus száradási repedések hálózatát tárták fel. A szerző pl. az apatitlaminitok képződését okozó ritmusosságban a fizikai és kémiai paraméterek mellett elképzelhetőnek tartja a szervesanyag közreműködést is. Prekambriumi szerves eredetű képződményekről sok példa ismert. KRUMBEIN (1983) tanulmányában a felsorolt sztromatolitos előfordulásokról szolgáljon itt példának a Gunflint Iron Formation Ontarából, ahol a vasban dús jól felismerhető sztromatolitiképződményt 2 milliárd évesre datálják, vagy a 2,8–2,6 milliárd éves sztromatolitos képződmények Zimbabweből.

A zöldkőösszletben fellépő szkarnos magnetitércék, az áthalmazott vulkáni törmelék, a kémiai üledékek, a vulkánkitöréses időszakok közötti nyugodtabb periódusokat jelzik. Annak mértékét, hogy a korábbi apatitos képződmények milyen nagyságban erodálódtak, milyen mennyiségek oldódtak ki vagy vettek részt ismétlődően is a folyamatokban, csak találgatni lehet.

Következtetések

A porfíros kőzetek kiterjedési területe és fellépése bizonyítja, hogy a Kiirunavaara medencekitöltésével egyidejűleg a vulkanizmus vízalatti (tengeröböl vagy kaldera tó) és szárazulati tevékenysége, számos formában épített és erodált. Az idősebb bázikus vulkáni termékek között beágyazódva intermedier láva és piroklasztikum is megfigyelhető. Ugyanakkor, ha ritkán is, de bázikus termékek is megfigyelhetők az intermedier környezetben. A vulkáni összletek felépítésében gyakran nehéz a láva, vagy tufaeredetet felismerni, de a tufaszolgáltatás feltehetően nagyobb volt, mint amit a jelenlegi kőzetszövetek mutatnak. A hatalmas, többszázkilométeres kiterjedésű nagyszerkezethez kapcsolódó, "vándorló vulkáni aktivitás" tufa anyaga, elképzelhetően mind közeli, mind távoli, vízi- és légi szállítással, vízben és szárazulaton, különböző vastagságú rétegeket épített fel. A Kiirunavaara és Luossavaara érctelepeiben megfigyelhető tufa beágyazódásokat, a szerző, disztális terméknek tekinti (zöldkő), amit egy erózióval nyitott gyors áramlás moshatott a üleptető medencébe. A beágyazott tufaanyag légi úton való szállítása, feltételezhetően, az egész ülepedési medencét átfogó nyomot hagyott volna maga után. Az intruzív-magmás elmélet ezekről a beágyazásokról nem tesz említést.

Genetic re-evaluation of Kiruna-type ores

Tibor PARÁK

The Kiruna field lies in an area of Precambrian rocks dipping more or less steeply to the east. The oldest members of this group form a thick pile of basaltic and andesitic rocks, often showing pillow structures these are collectively known as the *Greenstone Complex*. Together with these basic volcanics we find graphite-bearing slate, carbonate rocks, jaspilite, iron, and copper- mineralizations. Chalcopyrite is the dominant copper mineral and it occurs in several deposits. Of these the Viscaria mine has been mined since 1981. East of the greenstones lies the thick beds of the *Kurravaara conglomerate*. The pebbles consist mostly of greenstones and porphyries similar to those overlaying the conglomerate. The Kurravaara conglomerate is overlaid by the Na-rich *syenite porphyry*, with well-developed lava structures. The major minerals are alkali feldspars, dark minerals and up to 5% quartz. In some places it is phenocryst-free, in others it shows an amygdaloidal structure. Amygdules are filled with magnetite, titanite, feldspar and actinolite (hornblende). Variants rich in magnetite are named magnetite-syenite porphyry. Tuffitic layers, up to 2 m thick, are well developed near the contact of the ore body and its foot-wall porphyry. These show an angle of unconformity of about 30°-35° of the foot-wall contact. Exposures of the base of the Kiirunavaara ore show the presence of a "pseudoconglomerate", consisting of well-rounded pebbles of foot-wall porphyries in a magnetite matrix. The central coarse-grained part of the syenite porphyries was previously considered as a syenite.

The Kiirunavaara-Luossajärvi-Luossavaara ore horizons are overlaid by *quartz-bearing porphyry*. This rock more frequently exhibits an ignimbritic shape than a distinct lava structure. The phenocrysts are composed of albitic plagioclase, microcline, and seldom quartz. The matrix of the quartz-bearing porphyry is micropoikilitic, and consists of quartz, microcline, magnetite, hematite, leucoxene, biotite, chlorite, muscovite, and apatite. Also present, in small quantities are zircon, calcite and tourmaline. Beds of agglomerate and conglomerates, as well as lenses and fragments of iron ore are common. The agglomerates consist mainly of fragments of syenite porphyry, quartz-bearing porphyry, magnetite-syenite porphyry and magnetite ore. Rock fragments, which can only have been derived from the Lower Hauki complex, have been found.

Above the Luossavaara ore a conglomerate bed is present. The pebble material of the conglomerate includes syenite porphyry, quartz-bearing porphyry, some fine-grained rock pebbles, magnetite ore and quartz. The matrix is a greyish-green leptitic rock. The presence of pebbles, magnetite ore and fragments, fragments of porphyric rocks are important in discussions about the origin of the ore. These ore fragments are of the same type as in the

Kiirunavaara– Luossavaara ore deposits. The quartz-bearing porphyry is apatite-brecciated over large areas of the Henry mine. One drill core shows a 5 m thick anhydrite bed in the quartz-bearing porphyry, near the Luossajärvi ore deposit.

Dykes of syenite porphyry cross-cut both the syenite porphyry and the Kiirunavaara ore deposit. None of these dykes have been observed in the quartz-bearing porphyry. Dark grey, fine grained dykes have of a meta-diabase up to several meters in width occur in the syenite porphyry W of Kiirunavaara and in the agglomerate east of Luossavaara. Dykes of quartz-bearing porphyry in Kiirunavaara have also been discovered.

The *Lower Hauki Complex* is an altered, mineralized suite which extends from Haukivaara to Syväjärvi. For the most part, these rocks rest on the Per Geijer ore horizons. The dip of these rocks varies, about 50° at its southern end, and about 70° at its northern end.

The lower part of the Lower Hauki Complex consists of consolidated detritus. Detritus of porphyry in earlier publications was known as Rektor porphyry. It consists of two different rock types. One is a sandstone-like rock with diagonal iron bedding. This rock also contains fragments of the same type of ore as is found in the underlying Rektorn deposit. This rock grades into a homogeneous spherulite-bearing volcanic rock. Both types of rock are silicified. These rocks are composed of K-feldspar, quartz, calcite, sericite, ankerite, albite, haematite and magnetite. Small amounts of barite, tourmaline, zircon, and orthite are also present. Pegmatite dykes of several decimetres are present, formed respectively quartz, ankerite, specular haematite, calcite and acidic plagioclase. These dykes contain some gold.

Syenite porphyry of the Hauki type is fine-grained, gray and foliated, and penetrated by calcite veins and impregnated with magnetite and haematite. Less common are impregnations of pyrite, chalcopyrite, azurite and malachite. The rock is composed of albite, quartz, muscovite, sericite, biotite, haematite and magnetite. Accessories include orthite, zircon, tourmaline and apatite.

Sericite quartzite is also known as sericite schist. Individual units are up to 10 m thick. The principal mineral components are quartz and sericite. Some parts of the rock include haematite.

The *Vakko or Upper Hauki Complex*, overlies the Lower Hauki rocks. These rocks are composed of mechanical sediments. In places the contact between the two groups of rocks is in conformity. Tectonic contacts are also present. The total thickness of the rock is about 1000 m. The eastern boundary of the Vakko rocks is marked by a line of dislocation.

The lowermost unit of the Vakko rocks is classified as Graywacke, although in places it might better be described as conglomerate. The thickness of the unit varies, averaging about 50 m. Many of the rock fragments are composed of quartz-bearing porphyry, quartz, quartzite, phyllite and haematite. The matrix is impregnated with haematite and magnetite. In places the graywacke exhibits sandier interlayers which show cross-bedding and graded bedding.

Phyllite: the graywacke is overlaid by about 50 m of phyllite. The phyllite contains abundant biotite-rich interlayers as well as fine-grained impregnations of haematite and magnetite. Characteristic for the phyllite are the numerous quartz veins with pyrite and chalcopyrite impregnations.

Quartz sandstone: this member of the Vakkó rocks has a thickness of about 2 km, including several conglomerate units. Within the sandstone and conglomerates, a thin zone of iron oxides showing cross-bedding is common. The conglomerate pebbles are almost entirely composed of quartz-bearing porphyry, although phyllite and haematite fragments can be found in the lower part.

The *Kiruna-type ore deposits*: the Kiirunavaara–Luossajärvi–Luossavaara deposits form three independent ore bodies, but a contemporaneous deposition of a basin is probable at least 7200 m long. Today only the Kiirunavaara deposit is mined. The Luossajärvi deposit lying 4–500 m below the surface is going to be mined after drainage of the lake of Luossajärvi. In Luossavaara the mining has been closed.

The *Kiirunavaara* ore deposit is about 4000 m long and has an average width of 90 m. It has been proved, by drilling, that the ore is at a depth of about 1000 m, but the magnetic measurements seem to indicate a depth of about 1800–2000 m. The ore body strikes NNE and generally dips about 50°–60° towards the east. The Kiirunavaara deposit includes both apatite-bearing and apatite-poor parts of the ore body. Haematite is only a minor constituent. The apatite-bearing ore diminishes, with depth, in the Kiirunavaara ore deposit. The apatite grains are about 0.008 mm in diameter. Usually the boundary between apatite-bearing and apatite-poor ores is sharp, the boundary itself generally being parallel to the longitudinal axis of the orebody. The texture of the apatite-bearing ore is highly variable. These variations include apatite-banded or laminated ore, skeleton ore and apatite spotted ores. The most important gangue mineral consequently, is fluorapatite, containing about 0.6% of rare earth types. Haematite ore up to 25 m thick has been found within the magnetite ore.

In the Kiirunavaara ore body tuffitic interlayered rocks can be observed. One of these has been described by CARLSSON & ÖHMAN 1986. This rock contains significantly higher magnesium content than the wall rocks. The magnesium-rich interlayered rock in the ore may represent fall-out material from nearby basic volcanic activity during a pause in the precipitation of ore substances.

Skarn iron ores also occur in the footwall rocks at Kiirunavaara where, in places, it forms the bottom part of the main ore body. Calcites or limestones are rare components of the ore body. However, in one place a 3 m thick white limestone is observed in the magnetite ore. The limestone contains disseminated sulphides. Small red lenses up to 15–20 mm long, composed mainly of monazite and albite, have been found in the apatite-bearing ore. Tourmaline has been observed. The K₂O-contents belong to the biotite and flogopite, and the Na₂O-content to the richterite and albite. Sulphide are rare in the ore. Pyrite is occasionally found on joints and in the filling of fault fissures. The largest

disseminated area of pyrite is 5000 m². A few small copper veins have also been found.

Luossajärvi: The ore body is calculated to be about 1000 m long and 60 m wide. Drilling show that a third of the ore width is composed of haematite. The haematite zone lies between two magnetite ores. Transition between the two ore types is graded. Both types of ore are apatite-bearing, apatite comprising about 50% of the volume.

Luossavaara: 1200 m long and 90 m wide on the surface. From the 3–400 m level, the orebody is only a few m wide. An interlayer of chloritized foliated tuffite runs parallel to the ore contact. The ore is richer in Ti than the Kiirunavaara ores.

The Per Geijer ores (Haukivaara, Rektorn, Henry, Nukutusvaara, Lappmalmen). Both magnetite and haematite ores are found in these deposits. The Per Geijer ores contain from 15 to 20 vol. per cent apatite, independent of whether the ore is magnetite or haematite. In most cases, the phosphorus-rich magnetite is closer to the footwall and the phosphorus-rich haematite closer to the hanging wall. The apatite is not always pure fluorapatite. In the southern part of the Rektorn deposit, a diagonal layer of apatite-banded ore has been observed. In the Lappmalmen ore, fine-grained, almost phyllite-like interlayers are present in places. These one cm-thick layers run parallel to the apatite banding. A transitional gradation from apatite-banded to quartz-banded ore has been demonstrated in at least three drill-holes.

The thickness of the ore in the Per Geijer deposits varies. The maximum thickness which has been determined to date was found in a drill-hole in the Lappland ore. There, the ore section was 250 m thick. This ore contains an average of 44.4% Fe, 4% P, and 5% SiO₂. Chemical analyses show that potassium is more abundant than sodium in the Per Geijer ores. This is also true for the Kiirunavaara–Luossavaara ores. Magnetite and haematite in the Per Geijer ores vary in grain size from 0.02 to 0.10 mm, haematite usually being somewhat coarser grained. Grain-boundary martitization is in evidence in ore samples from Rektorn, Haukivaara and Lappmalmen. All of these have been in production. The Lappland ore lies about 700 m below the surface and has not been mined. Alterations affecting the Per Geijer ores include silicification, sericitization, chloritization of the wall rocks and martitization of the magnetite ore.

In at least three cases a direct transition from the Per Geijer ores – i.e. apatite-banded ores – to quartz-banded ores can clearly be demonstrated. As with the apatite-banding in the Per Geijer ores, the quartz layers in this relatively low-grade ore are parallel to the regional strike and dip. Haematite is the dominant iron oxide in this ore type. Usually, the boundaries between the quartz and haematite or magnetite layer are sharp. In a few cases, however, graded contacts have been observed. Individual layers usually are a few cm thick. The thickest quartz-banded ore which has been drilled to date measures 60 m across. It is located between the Rektorn and Henry ores. In one deep

drillhole a quartz-banded ore, together with, interlaying quartz, sericite and quartzite, comprise over 200 m of the section.

The Hauki haematite ores often contain fragments which have led to their being called "fragment ores". For the most part, the fragments are composed of white and red silica-cemented rocks. Another characteristic of the ores is that they often have high Ba contents. Relatively iron-poor Hauki haematites from the northern part of the field (Syvjärvi) contains up to several per cent barium.

Conclusions

In 1910, GEIJER published a monograph on the geology of the Kiruna Field. The iron ores were considered to be magmatic extrusives. In 1919 he revised this hypothesis and proposed a magmatic-intrusive origin of the ores. According to GEIJER, the apatite iron ores of the Kiruna field were formed by the differentiation of parent magma which also gave rise to the porphyries; the latter form the wall rocks of the ore bodies. The main ore bodies were fractionated out, as a separate magma, from their mother magma under the influence of volatile constituents. This separation must have taken place somewhere in the volcanic sub-structure or even deeper down. The relation of the magnetite and apatite are considered to be differentiation processes within the ore intrusions: a difference in age between certain phases. The ore bodies were intrusive, as proved by the contact relations, including the ore breccias. Since the latter are offshoots from the main ore bodies, they cannot represent any later mobilization of material. The ore magma must have been characterized by a high mobility. The Hauki haematite ores, finally, are the products of a replacement processes of a hydrothermal nature.

This study, however, presents a new concept according to which the ores are formed as sediments in a marine-volcanic environment.

The apatite as a characteristic of the Kiruna-type ores

One of the important questions regarding the origin of the Kiruna-type ores is the role played by apatite (mainly fluorine apatite) in the ores. GEIJER (1931) realized that phosphorus is a conspicuous component of the Kiruna-type ores. He also assigned to phosphorus an exclusive role relative to other ore types. GEIJER assumed that sedimentary concentration of phosphorus was virtually absent in Precambrian rocks (GEIJER 1962). On the basis of his assumption, he stated that the apatite in the Kiruna-type ores is of magmatic origin. According to the intrusive theory, if the magma consists of apatite and magnetite, the phase which is richer in apatite is always the younger. During movements of the magma, the apatite is massed together into lumps which later on were rolled out into layers, between which the magnetite and the remaining apatite

have been crystallized. However, the apatite-rich ores sometimes occur in several textures, such as banded-laminated ore, skeleton ore and apatite spotted ore. Cross bedding of the apatite banded ore has been discovered in the Rektorn, Zenobia of Kiirunavaara, and Henry deposits. At Kiirunavaara, the amount of apatite-rich ore decreases with depth. Offshoots and fluidlike structures have been formed in connection with tectonic movements.

The present author, however, believes that the banded-laminated ore pattern, where the magnetite and apatite are formed from 1 mm laminae to several cm-thick bands, suggests a sedimentary origin as the most probable mechanism. It is difficult to imagine the existence of late intrusions in parallel sheets on this small a scale and over distances measured in kilometres. The cross-bedding of the apatite banded (laminated) ore cannot be interpreted as an intrusive or tectonic phenomenon.

The role of apatite as being characteristic in the discussion of the ore genesis has been confined almost exclusively to the ores of the Kiruna-type. In fact, however, drilling has indicated that the apatite-rich part of the Kiirunavaara ore tapers out with depth. In addition, apatite, as a phosphorus mineral occurs in the same manner and also in similar amounts in other types of ore; such as the BIF-types, (Pääkkö formation in Finland, Broken Hill in Australia), the skarn-types (e.g. several within the Kiruna field, New Jersey, USA, Lebiajaja in Russia) as well as in sulphide-types (e.g. Boliden, Viscaria in Sweden, Broken Hill, Renison Bell Tasmania in Australia, Bihar in India).

None of these ores is considered to be intrusive or to have originated from an ore magma. The interpretation which believes that there existed a mother ore magma as a source of the ores at Kiruna, cannot be accepted.

The contact relationship and the ore-breccia

Discordance between the footwall rocks and the ore contact has been found in the Kiirunavaara open pit, at an angle of 30°–35° degrees. In addition, pseudoconglomerate deposits in the Kiirunavaara deposit suggest that, before the formation of the ore, the surface of the footwall rocks was exposed to erosion. A detailed examination of the hanging wall of the Kiirunavaara ore body shows that the contact resembles that of an erosional surface rather than a contact one might expect to be characteristic for an intrusion. At the contact, bands of apatite-rich and apatite-poor ore are eroded. Alteration, brecciation, glide plans and slicken sides are absent.

The quartz-bearing porphyry is significant because it contains plenty of ore fragments. This is especially well illustrated in the hanging wall at Luossavaara. Most of the fragments are angular. They have the same chemical-mineralogical composition, structure and grain size with the main ore bodies. Other rock fragments have also been found. With regard to the hanging wall relationship, the contact in the Rektorn ore clearly indicates that it is an erosional surface. The phenomenon is reminiscent of the appearance of ore fragments in the

hanging wall of the Kiirunavaara and Luossavaara deposits. Diamond drilling across the contact between apatite-banded and quartz-banded ores has provided additional data. Quartz-bands begin to appear in the apatite-rich magnetite ore and are found upward as the material grades into apatite-free quartz-banded haematite (magnetite) ore.

The ore-breccia: one of the most important arguments for concluding that the apatite iron ores of the Kiruna-type are intrusive in origin has been the assumed intrusive character of the ore breccias. The present author, however, does not believe that the formation of the breccias is analogous to the ores of the Kiruna field. As mentioned earlier, the ore breccias include three types of mineralization. One type appears as a form of fine-grained ore impregnation. It is assumed that this type of impregnation is primary. An interesting aspect of these primary mineralizations is that they almost always appear where the ore breccia has the appearance of crushed wall rock surrounded by ore. This probably means that a primary mineralization has been directed into a fracture system. This is not to be interpreted as a forceful injection of ore. The present author, believes that the large scale breccias are secondary formations and at several places can be considered as a stockwork of hydrothermal origin.

Conglomerates and ores

In this subtitle, the author directs attention to the often very closed appearance of conglomerate and ore deposits.

Oxide ores and scapolitization: perhaps, the most conspicuous difference between the oxide iron ore areas (Kiruna-Arjeplog) and the sulphide iron ore areas (Skellefte district) is the scapolitization of various rock in association with Kiruna and adjacent areas. Scapolite is absent within the Skellefte district. This difference between the two ore districts probably reflects a major difference in primary environmental conditions. The author believes that, the scapolite in the sedimentary pile, where scapolite forms almost pure bands or layers, was probably formed on primary evaporation surfaces.

Evidence of an exhalative - sedimentary origin for the Kiruna ore deposits

The present study offers a new point of view on the geological history of the Kiruna ore deposits and this in turn means that earlier evidence with regard to the genesis of the ore must be re-examined. On the basis of new field observations and chemical analyses, it can be concluded that the ores of the Kiruna-type ore are sedimentary and were deposited in a marine-volcanic environment.

The present author (1985) has suggested that the ore substances probably originated from greenstones which occur at lower stratigraphic level. The greenstones are weakly or moderately magnetic. In some places, however,

magnetic and non-magnetic rock equivalents are found at the same stratigraphic level. The magnetic character in the stratigraphic level is gradual. Iron impoverishment of the spilitic greenstones is the result of heating and leaching, and this can be demonstrated at certain localities. In fact, it could provide a reliable explanation for the magnetic-nonmagnetic phenomena. Observable alteration features of the pillows within the nonmagnetic areas include a glassy, albitic crust a few mm thick and many pillows. Inside the crust there is a ring of any nodules a few cm thick filled with carbonate, hornblende, quartz, epidote and iron sulphides. Scapolitization is common.

NW of the Kiirunavaara-Luossavaara ore deposits, nonmagnetic greenstones cover an area of about 30 km². Based on the approximate depth i.e. 2 km of the Kiirunavaara the greenstones comprise a volume of 60 km³. The iron content in the greenstones varies, although the average value is 11-14% Fe. If only one percent of this iron content were leached out, the result would be about 2400 million tons of magnetite. The main ore bodies of Kiruna, together with the nearby iron ores, have been estimated to contain about 2000 million tons of ore. Using one per cent of the total iron content of the greenstones in this calculation is, of course, arbitrary. However, this calculation means that the extracted iron from each cubic km of rocks could form 40 million tons of magnetite.

A submarine environment sometimes provides the necessary conditions for iron precipitation. Many iron sulphide deposits consisting of nearly pure pyrite are believed to have originated in this way. Exhalation-sedimentary processes have also been suggested as an explanation for the formation of many massive sulphide ores. Even in massive sulphide ores the main metal component in most cases is iron. On average the Skellefte district ores in Sweden contain 31% Fe, mainly as pyrite.

The environmental condition necessary for the formation of the oxide-sulphide mixed assemblages existed before the ores of Kiruna were formed. Coexisting sulphide-oxide phases, which the author believes to be primary, can be seen in rocks older than the 3750 m.y. in the Isua supracrustal belt on W. Greenland.

Occurrences of magnetite within or alongside massive sulphide ores have been found, just like the sulphides which are sometimes abundant in the Kiruna-type ores. Within the Kiruna-type ores, one characteristic feature is the layer-like alternations of magnetite and haematite. All these phenomena show that the oxidation potential of the environment at the time of the precipitation the iron precipitated was an important variable. Of course, other factors, both physical and chemical, influenced the events before and after the iron-bearing solutions became oxygenated.

Submarine fumarolic activity is a possible primary process that should be considered as an ore formation. Another process which could well be important in ore formation is hot spring activity such as that which is now active on the Kurils Islands in the Ochotska Sea. ZELENOV (1958, 1960) gives a detailed description of iron deposition from, among others, the Ebeko volcanoes. At N

Tjirip, were one ton of iron is precipitated every day, and in the Zureva River about 35–50 tons of iron are deposited every day. As a comparison, it can be mentioned that if the assumption is made that the order of magnitude of iron deposition in the Kiruna field is a result of a volcano like Ebeko (of three river capacity) it would have taken 100 000 years to build the ores of Kiruna.

GEIJER assumed that the apatite in the ores of the Kiruna-type is magmatic in origin. He stated that sedimentary concentrations of phosphorus were virtually absent in Pre-cambrian rocks. Phosphorus enrichment, however, has been found in a greenstone unit which underlies the Kiruna porphyries. Phosphorus determinations from skarn iron ores, which are considered to be of sedimentary origin, show contents with the same values as the Kiruna ores. With the Viscaria ore (which is situated in the greenstones, stratigraphically below the Kiruna ores in the copper ore of A-horizon) the P_2O_5 content varies from 0.59 to 2.45% .

These analyses demonstrate an older (relative to the Kiruna-type ores) sedimentary enrichment in phosphorus within the ore province.

Apatite and the rare earths show a positive correlation which is a clear indication that the rare earth elements were present during the precipitation of the iron ore substances.

Commonly, the skarn-type ores – regardless of where they occur in the provinces – associated with reworked volcanic and chemical or clastic sediments interlayered in greenstones. These rocks indicate that the volcanic lava production was sometimes interrupted by erosion and sedimentation. It is impossible to know how much of that older phosphorus concentration was eroded, leached, re-leached, and precipitated and how much has been leached from rocks such as the spilites. It is also not possible to answer the question of how or if biological processes were involved in the phosphorus precipitation. During the volcanic epoch, outpouring of lava, erosion, various degrees of material transport, mechanical and chemical sedimentation along with fumarole activity took place with varying degrees of intensity. Changes in the topography probably took place relatively rapidly during this epoch. In the intervals between periods of active volcanism, however, the conditions were right for significant sedimentation in larger (e.g. crater lake, inland sea) basins.

Irodalom-References

- APPEL, P.W.U. 1979: Stratabound copper sulfides in a banded iron-formation and in basaltic tuffs in the early Precambrian Isua supracrustal belt, West Greenland. – *Econ. Geol.* **74**, 45–52.
- BELEVITSEV, Y.N. et al. 1982: Volcanogenic-sedimentary origin of magnetite ores of the Urals. – *Internat. Geol. Review.* **24**, 1405–1416.
- CARLSSON, G., ÖHMAN, E. 1986: Alkalis strukturberoende. Luossavaara-Kiirunavaara Aktiebolag. – Kézirat. 41 p.
- CARTER, T.R., COLVINE, A.C. 1985: Metallic mineral deposits of the Grenville province, southeastern Ontario. – *Can. Mining Metall. Bull.* **78**, 875, 96–106.
- CLAESON, L.Å. 1994: The geochemistry and palaeotectonic setting of lower Proterozoic metavolcanic rocks and related intrusives in the Skellefte massive sulphide ore district, Northern Sweden. – Licentiate thesis 1994:26 L, Dept. of Environmental Planning and Design. Div. of Applied Geologi. Luleå, Sweden.
- DAVIDSON, C.F. 1963: Phosphate deposits of Precambrian age. – *Min. Mag.* **109**, 205–208.
- DAVIDSON, C.F. 1966: Some genetic relationship between ore deposits and evaporites. – *Inst. Mining Metallurgy Trans.*, 75/B, B215–B225.
- DUNN, J.A. 1937: The mineral deposits of eastern Singhbhum and surrounding areas. – *India Geol. Survey Mem.* **69**, p. 268.
- FORSSELL, P. 1987: The stratigraphy of the Precambrian rocks of the Kiruna district, Northern Sweden. – *Sveriges Geol. Undersökning, Ser. C*, **812**, 36 p.
- FRIETSCH, R. 1966: Berggrund och malmer i Svappavaarafältet, Norra Sverige. – *Sveriges Geol. Undersökning, Ser. C*, **604**, 282 p.
- FRIETSCH, R. 1978: On the magmatic origin of iron ores of the Kiruna type. – *Econ. Geol.* **73**, 478–485.
- GEIJER, P. 1910: Igneous rocks and iron ores of Kiirunavaara, Luossavaara and Tuolluvaara. – Scientific and practical researches in Lapland arranged by Luossavaara-Kiirunavaara Aktiebolag, Stockholm, Nordstedt, 278 p.
- GEIJER, P. 1919: Recent developments at Kiruna. – *Sveriges Geol. Undersökning, Ser. C*, **288**, 22 p.
- GEIJER, P. 1920: Tuolluvaara malmfältets geologi. – *Sveriges Geol. Undersökning, Ser. C*, **296**.
- GEIJER, P. 1931: The iron ores of the Kiruna type. Geographical distribution, geological characters, and origin. – *Sveriges Geol. Undersökning, Ser. C*, **367**, 39 p.
- GEIJER, P. 1931a: Berggrunden inom malmstrakten Kiruna-Gällivare-Pajala. – *Sveriges Geol. Undersökning, ser. C*, **366**, 225 p.
- GEIJER, P. 1950: The Rektorn ore body at Kiruna. – *Sveriges Geol. Undersökning, Ser. C*, **514**, 18 p.
- GEIJER, P. 1960: Guide to excursions No. A32 and C26. – Geol. Survey of Sweden (The Kiruna ores).
- GEIJER, P. 1962: Some aspects of phosphorus in Precambrian sedimentation. – *Arkiv Min. Geol.*, Band 3, No. 9.
- GEIJER, P., ÖDMAN, O.H. 1974: The emplacement of the Kiruna iron ores and related deposits. – *Sveriges Geol. Undersökning, Ser. C*, **700**, 48 p.
- GODIN, L., LAGER I. 1986: Viscaria a copper deposit in a Proterozoic playa-lake complex. – IAGOD Symposium, 7th, Luleå, Sweden, 1986, Abstracts.
- GRIP, E. 1951: Geology of the sulphide deposits at Menstråsk and a comparison with the other deposits in the Skellefte district. – *Sveriges Geol. Undersökning Ser. C*, **515**, 52 p.
- HUTCHINSON, R.W. 1979: Evidence of exhalative origin for Tasmanian tin deposits. – *Canadian Mining Metallurgy Bull.* **72**, 808, 90–104.
- HÖJ, T. 1982: Stratigraphic and structural setting of stratabound lead-zinc deposits in southeastern B.C. – *Canadian Mining Metall. Bull.* **75**, 840, 115–134.
- JOHNSON, I.R., KLINGNER, G.D. 1976: The Broken Hill ore deposit and its environment. – In: KNIGHT, C.L. (ed.): *Econ. Geol. of Australia and Papua New Guinea*, I. Metals: *Australasian Inst. Mining Metallurg. Mon.* **5**, 476–491.
- KINOSHITA, K. 1924: Colloidal solution as the mineralizing solution of the Kuromono deposits. – *Tohoku Imp. Univ. Sci. Repts.*, Ser. 3 Vol. 2.
- KRUMBEIN, W.E. (ed.) 1983: *Microbial Geochemistry*. – Blackwell Sci. Publ. Printed at the Alden Press, Oxford.

- LAAJOKI, K. 1975: Rare-earth elements in Precambrian iron formation in Väyrylänkylä, south Puolanka area, Finland. – *Geol. Soc. Finland Bull.* **47**, 93–107.
- LAAJOKI, K., SAIKKONEN, R. 1977: On the geology and geochemistry of the Precambrian iron formation in Väyrylänkylä, south Puolanka area, Finland. – *Geol. Survey Bull.* **292**, 137 p.
- ÖDMAN, O.H. 1941: Geology and ores of the Boliden deposit, Sweden. – *Sveriges Geol. Undersökning, Ser. C*, **438**, 190 p.
- PARÁK, T. 1971: Bidrag till Kirunaområdets stratigrafi och tektonik. – *Geol. För. i Stockh. Förhandl.* **93/1**, 47–51.
- PARÁK, T. 1973: Rare earths in the apatite iron ores of Lapland together with some data about the Sr, Th and U content of these ores. – *Econ. Geol.* **68**, **2**, 210–221.
- PARÁK, T. 1973a: Kirunamalmernas bildning. Svédnyelvű Dr értekezés. – Tryckericentralen, Luleå, 1973. 222 p.
- PARÁK, T. 1975: The origin of the Kiruna iron ores. – *Sveriges Geol. Undersökning. Ser. C*, **709**, 209 p.
- PARÁK, T. 1975a: Kiruna iron ores are not "intrusive-magmatic ores of the Kiruna type". – *Econ. Geol.* **70**, **7**, 1242–1258.
- PARÁK, T. 1984: On the magmatic origin of iron ores of the Kiruna Type – A discussion. – *Econ. Geol.* **79**, **8**, 1945–1949.
- PARÁK, T. 1985: Phosphorus in different types of ore, sulfides in the iron ore deposits, and origin of ores at Kiruna. – *Econ. Geol.* **80**, **3**, 646–665.
- PARÁK, T. 1991: Volcanic sedimentary rock-related metallogenesis in the Kiruna-Skellefte Belt of the Northern Sweden. – *Econ. Geol. Monograph* **8**, 1991, 20–50.
- SERDYUCHENKO, D.P. 1975: Some Precambrian scapolite-bearing rocks evolved from evaporites. – *Lithos* **8**, 1–7.
- SIMS, P.K. 1953: Geology of the Dover magnetite district, Morris County, N.Y. – *A contribution to Econ. Geol. US. Geol. Survey Bull.* **982-G**, 245–305.
- SMIRNOV, V.I. 1968: The sources of ore-forming material. – *Econ. Geol.* **63**, 380–389.
- STANTON, R.L. 1972: A preliminary account of chemical relationship between sulfide lode and "banded iron formation" at Broken Hill, New South Wales. – *Econ. Geol.* **67**, 1128–1145.
- SUNDIUS, N. 1915: Beiträge zur Geologie des südlichen Teils des Kiruna-gebiets. Uppsala. – Vetenskapliga och praktiska undersökningar i Lapland, anordnade av Luossavaara-Kiirunavaara Aktiebolag. Stockholm.
- TUISKU, P. 1985: The origin of scapolite in the central Lapland schist area, northern Finland. Preliminary results. – *Finland Geol. Survey Bull.* **331**, 159–173.
- ZELENOV, K.K. 1958: Iron contributed to the sea of Okhotsk by the thermal springs of volcano Ebeko (paramushir Island) – *Akad. Nauk SSSR Proc., Geol. Sci. Sec.*, v. **120**, 497–499. (Original in Russian, Swedish translation by Oleg Backlund, LKAB, Stockholm)
- ZELENOV, K.K. 1960: Leaching of dissolved aluminium by thermal waters of the Kurile ridge and some problems on the formation of geosynclinal bauxite deposits – *Acad. Sci. USSR Bull., Geol. Ser. no. 3*, 44–56. (Original Swedish translation by Christina Syding, Kiruna, Sweden)
- A kézirat beérkezett: 1997. 05. 15.*

Berthier és a bauxit kalandos története¹

Berthier and the adventurous history of bauxite

BÁRDOSSY György²

(1 ábra)

Abstract

The author reviews the history of bauxite with particular attention to the discovery of bauxite by the French mineralogist P. BERTHIER in 1821. Bauxite is an ore of metallic aluminium, one of the dominant metals of our time. The name of Bauxite was given by BERTHIER from the historic locality Beaux-de-Provence, a world famous tourist site in southern France. The discovery, almost unnoticed at that time, resulted in systematic prospection of bauxite deposits on all continents, a century later. At present bauxite ore-mining surpasses 100 million tons a year.

The author concentrates its attention to the early researchers during the 19th century. The early genetic ideas are discussed in detail. The article does not discuss the present day genetic dispute on bauxite genesis, its topic being of historic character.

Manuscript received: 16. 06. 1997.

Összefoglalás

A szerző ismerteti a bauxit felfedezésének történetét és ebben Pierre BERTHIER, francia kutató kiemelkedő szerepét. BERTHIER életrajzát is röviden áttekinti. A történeti áttekintést egy isztriai elfelejtett előjátékkal kezdi, majd részletesen ismerteti BERTHIER vizsgálatait, amelyek a felfedezéshez vezettek. Bemutatja azt a sok félreértést, ami a bauxit elnevezését követte, továbbá a bauxit-fogalommal kapcsolatos múlt századi téveszméket. Áttekinti, hogy miként ismerték meg a bauxitlepeket előbb Franciaországban, majd az egész világon. Röviden bemutatja az 1945-ig kialakított genetikai elméleteket. A bauxit egyre növekvő gyakorlati jelentőségével és a bauxitbányászat fejlődésével is foglalkozik. Az 1945 utáni fejlődést csak egészen vázlatosan, röviden mutatja be, mert úgy érzi, hogy ennek az időszaknak értékelése ma még tárgyilagosan nem készíthető el.

Bevezetés

A bauxit felfedezése szorosan kapcsolódik a nagy francia geológus-minerológus és vegyész, Pierre BERTHIER személyéhez. Mind a felfedezés, mind a múlt századi bauxitkutatás története oly érdekes, meglepetésekkel teli, hogy érdemes röviden ismertetni. Érdekes e történet számunkra, magyarokra is, hiszen a bauxit évtizedeken át egyik legfontosabb természeti kincsünk volt, olyannyira, hogy "magyar ezüstnek" is neveztük. Tanulságos is e történet, mert megmutatja,

¹ Elhangzott a Tudománytörténeti Szakosztály 1997. március 24-i előadói ülésén

² 1055. Budapest V. Kossuth tér 18.

hogy mennyi félreértésen és téveszmén át halad olykor előre a földtudomány. Végül az is figyelemre méltó, hogy miként fonódott össze a gyakorlati bauxitkutatás és bányászat, valamint a tudományos bauxitkutatás az elmúlt évszázadtól napjainkig.

Egy elfelejtett előjáték

A XVI. század vége óta az isztriai Sovignacco (ma Sovinjak) község közelében egy szürke, pirites ércet bányásztak a helybeliek timsó és kénsav előállítására céljából. Isztria ekkor a Velencei Köztársasághoz tartozott. Úgy történhetett, hogy 1786-ban egy velencei mérnök, bizonyos Pietro TURINI kezébe vette az érc kitermelését és feldolgozását. Ez a tevékenysége oly sikeres volt, hogy 1808-ban nyomtatásban is megjelentette ezirányú tapasztalatait. TURINI a képződményt "pirites ércnek" nevezte. Mérnök lévén nem érdekelte sem az érc települési formája, sem keletkezése. Az érc kitermelése aztán egészen 1857-ig folytatódott kis külfejtésekben és néhány táróban. Ekkor, feltehetően a gazdaságosan kitermelhető készletek kimerülése miatt a bányászkozást abbahagyták. Néhány évtized alatt aztán az egész tevékenységet, TURINIVEL együtt teljesen elfelejtették.

Néhány évvel ezelőtt R. MARUSIC, a zágrábi egyetem professzora a levéltárakban kutatva rábukkant a sovignaccói bányászat dokumentumaira, sőt TURINI kiadványát is megtalálta. Munkatársaival együtt a helyszínt is bejárták, megtalálták a kis külfejtéseket, sőt még néhány tárót is nyitva találtak. Földtani vizsgálataik kiderítették, hogy TURINI érce *szürke pirites bauxit* volt, ami az isztriai lencsés és töbörös karsztbauxit telepek tetején található 0,5–3 méter vastagságban (MARUSIC et al. 1995). A bauxitot tehát Isztriában már bányászták, jóval azelőtt, hogy tudományosan felfedezték.

A tudományos felfedezés története

A bauxit tudományos felfedezése Pierre BERTHIERnek köszönhető. 1782-ben született a Párizstól nem messze fekvő Nemours városkában. Itt végezte el középiskoláit, majd tanulmányait Párizsban, az ottani műszaki egyetemen (Ecole Polytechnique) folytatta 1798 és 1801 között. 1801-ben felvették a párizsi bányászati egyetemre (Ecole des Mines), ahol 1805-ben mérnöki diplomát kapott. Az egyetemen helyezkedett el és Párizsban, valamint vidéken, bányákban végzett kutatásokat. 1816-ban professzorrá nevezték ki és megbízták az ásványtani és vegyi laboratórium vezetésével. 1827-ben a Francia Tudományos Akadémia tagjává választották, 1837-ben pedig ez egyetem vezetőjévé (Inspecteur général des Mines). Sikeres pályafutása szomorú hirtelenséggel ért véget, amikor 1858-ban Párizsban egy lovaskocsi elütötte. Súlyos sérüléseiből nem gyógyult fel teljesen, nem tudta többé lakását elhagyni és 1861-ben elhunyt.

BERTHIER tudományos munkássága felölelte az ásványtan, a teleptan, az érc-éldőkészítés és a kémia számos területét. Ezen felül több mint 30 éven át oktatott az egyetemen. Rengeteg francia és külföldi tanítványa volt, akik közül sokan nemzetközi hírnévre tettek szert.

A bauxit felfedezése azzal kezdődött, hogy BERTHIER 1820-ban kőzetmintákat kapott a Fouta-Djalon hegységben, a mai Guineai Köztársaság területén térképész G. MOLLIEEN francia geológustól, aki a mintákat vasércnek vélte. BERTHIER elvégeztette a minták vegyi és technológiai vizsgálatát és maga is alaposan megvizsgálta őket. Eredményeit még ugyanabban az évben az "Annales des Mines" című folyóiratban közölte. Két kőzettípust különböztetett meg, az elsőt vasban, a másodikat alumíniumban és vasban feltűnően gazdagnak találta. A két kőzettípus vegyi összetétele a következő:

	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	H ₂ O	Cr	Összesen
1. típus	8,2%	2,8%	77,2%	11,4%	nyom	99,6%
2. típus	40,0	2,6	33,6	24,7	nyom	100,3

A mintákban sem foszfort, sem mangánt nem találtak.

BERTHIER kiváló megfigyelő volt. Kőzetleírásai ma is megállják a helyüket. Ezek alapján megállapítható, hogy az első típus mintái laterites vaspáncélból (cuirasse), a második típus pedig laterites, vasdús bauxittelepből származnak. Hasonló minták a Guineai Köztársaság területén számos helyen található. BERTHIER megállapította, hogy a minták ferrioxidok, hidrátok, valamint alumínium-hidrátok és kevés agyagásvány keverékei. Végül megjegyezte, hogy ilyen összetételű érc Európa területén teljesen ismeretlen.

Egy évvel később BERTHIER egy bizonyos M. BLAVIERTÓL kapott mintákat, melyeket az illető vasércnek tartott. Ezek a minták Dél-Franciaországból, Provence-ból származtak, közelebről az Alpilles nevű dombvonulat Les Baux nevű helységének közeléből. BERTHIER felismerte e minták és a Fouta-Djalon hegységből származók nagy kőzettani hasonlóságát. Azt is megállapította, hogy a kőzetanyagot utólag kalcit itatta át. Ezért a kalcitot ecetsavval eltávolította és az oldási maradékot vizsgálta tovább. Vizsgálati eredményeit 1821-ben megjelent cikkében adta közre. Ebben egyetlen vegyelemzés adatait közölte:

Al ₂ O ₃	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	H ₂ O	Cr	Összesen
52,0%	n.m.	27,6%	20,4%	nyom	100,0%

(n.m.= nincs meghatározás)

Tehát a vegyi összetétel is azonos jellegű, azzal az eltéréssel, hogy a mintákban több az alumínium és kevesebb a vas. A szabad alumíniumhidroxid jelenlétét BERTHIER itt is kiemelte, továbbá azt, hogy nem egyetlen ásványról, hanem egy "keverékről" van szó. A képződmény genetikájával nem foglalkozott, csupán azt a véleményét írta le, hogy a Les Bauxból származó minták kőzettani megjelenése hasonlít az "alluviális" tehát folyóvíz által szállított vasérckére.

Zseniális megsejtése volt ez annak, amit ma a provancei karsztbauxit telepek keletkezéséről gondolunk. Sajátos módon cikkében BERTHIER nem adott nevet az általa felfedezett új képződménynek, sőt nem tudunk arról, hogy élete folyamán újabb cikket jelentetett volna meg erről a témáról. Ezzel zárult tehát a bauxit felfedezése és első tudományos vizsgálata.

A *bauxit elnevezés* története is a földtanban egészen szokatlan módon alakult. A név először 1845-ben jelent meg nyomtatásban DUFRENOY "Traité de Minéralogie" című könyvének első kiadásában és itt is csak az ásványnevek jegyzékében. A második kiadásban, 1856-ban már részletesebb adatokat is közölt és a következőket írta: "BERTHIER beauxite néven egy földes megjelenésű anyagot írt le, mely Les Baux közelében telepeket alkot." (II. kötet, 467. old). A francia és a nemzetközi szakirodalom mindmáig DUFRENOY-nak tulajdonította a kőzet elnevezését. A fenti mondatból azonban egyértelműen kiderül, hogy a név BERTHIER-től származik. Korabeli feljegyzésekből tudjuk, hogy BERTHIER és DUFRENOY jó barátságban voltak. Így csak azt tudom elképzelni, hogy BERTHIER szóban közölte a kőzetnevet DUFRENOY-val. De még ezzel sem zárult le a névadás, mert Sainte-Claire DEVILLE 1861-ben megjelent cikkében a beauxite nevet bauxitra módosította. Azóta ez a képződmény hivatalos elnevezése.

De nemcsak a névadó személye, vagy a név írása, de még a *név jelentése* is évtizedeken át tévesen szerepelt a szakirodalomban! Mint említettem, BERTHIER ásványkeveréknek ill. ércnek tekintette az általa vizsgált mintákat. DUFRENOY is leírta, hogy a bauxit nem tekinthető önálló ásványnak. Ennek ellenére, talán azért, mert a bauxit név elsőknek egy ásványtani kézikönyvben jelent meg, HAUSMANN (1847) "Handbuch der Mineralogie" cím munkájában BERTHIER 1821-es cikkére hivatkozva új ásványként említette. Ezt a felfogást aztán a múlt század második felében megjelent ásványtani kézikönyvek kritika nélkül sorra átvették, pl. TSCHERMAK (1884). DANA "System of Mineralogy" című híres munkájának 6. kiadásában (1892) azt írta a bauxitról, hogy ez egy $Al_2O_3 \cdot 2H_2O$ összetételű ásvány. Napjainkra a kristályszerkezeti vizsgálatok egyértelműen kiderítették, hogy az alumíniumnak csak mono- és trihidrátos ásványai vannak, dihidrátja nincs. Tehát még ez is téves megállapítás volt. GROTH (1874, 1898) és ZIRKEL (1877, 1885, 1907) ásványtani kézikönyveiben is dihidrátos ásványként szerepel a bauxit. A kérdés megnyugtató tisztázása LACROIX-nak köszönhető, aki ásványtan kézikönyvében saját vizsgálatai alapján leszögezte, hogy a bauxit kőzet és nem ásvány (1909). Szinte hihetetlen, hogy milyen sokáig tudta tartani magát ez a kettős ásványtani téveszme.

Néhány szót a névadó helységről is szólnunk kell. Les Baux az Alpillekben fekvő, a középkorban teljesen elpusztított romvároska, mely napjainkban az egész világon ismert idegenforgalmi látványosság. A helységnév az ősi "provençal" nyelvből származik: "baou" meredek sziklaperemet jelentett ezen a nyelven. Bizonyára a városkát három oldalról körülvevő, meredeken leszakadó sziklafalakra utalt ez elnevezés (ROCK 1959).

A bauxitföldtani kutatások kezdetei

A francia tudományos körök meglepően hosszú ideig nem reagáltak sem BERTHIER felfedezésére, sem DUFRENOY ásványtan könyveiben közölt információkra. Negyvenkét évnek kellett eltelnie BERTHIER 1821-es cikke után, hogy egy első, igen rövid földtani leírás megjelenjen a provancei bauxittelepekről (STÉVART 1863). Talán az alumínium ipari jelentőségének felismerése keltette fel ekkor a figyelmet a bauxit iránt. Gondoljunk arra, hogy ebben az időben vezettek Sainte-Claire DEVILLE sikeres technológiai kísérletei fémalumínium előállításához és az új fémek, amely ekkor az aranynál is drágább volt, 1855-ben a párizsi Világkiállításon mutatták be először a nagyközönségnek.

Mindenesetre 1865-ben Virlet d'AOUST ismertette az Alpilek vonulatában található bauxittelepeket. 1868-ban a Francia Földtani Társaság (Soc. géol. de France) vándorgyűlést tartott a dél-franciaországi Montpellierben és e rendezvényhez kapcsolódva földtani kirándulást tettek Vallemagne környékére. A kirándulás során Villeveyrac falu közelében bauxitkibúváásokat tekintettek meg és ezek rétegtani helyzetét is meghatározták. Megállapították, hogy a bauxit az oxfordi mészkő egyenetlen felszínén nyugszik (tehát karsztbauxit telep) és a résztvevők a bauxitkeletkezés kérdéseit is megvitatták (de ROUVILLE 1868). E cikkben tettek először említést kisebb külfejtésekről, Var megyében, melyekben bauxitot termeltek. A bauxitbányászat megindulása tehát a hatvanas évekre tehető, de éves mennyisége legfeljebb néhány ezer tonna lehetett.

Közben folytatódott Franciaország fő bauxitterületeinek felfedezése és telep-tani leírása. DAUBRÉE (1869) dél és délnyugat Franciaország – Herault és Ariège megyék – bauxittelepeit találta meg és írta le. Megállapította, hogy kőzettani és vegyi felépítésük nagyon hasonlít az Alpilek telepeihez. Az első igazán részletes földtani, telep-tani és kőzettani munka COQUAND (1871) műve. A telepek rétegtani helyzetét DIEULAFIT (1881) pontosította és megállapította, hogy azok kréta korúak.

E leíró jellegű ismeretszerzéssel párhuzamosan megszülettek az első bauxitgenetikai elképzelések. COQUAND, fentemlített munkájában hévforrások ill. gejzírek üledékének tekintette a bauxitot. Meglepő, hogy ezt a furcsa elképzelést a legtöbb geológus elfogadta, így MEUNIER professzor is, a párizsi Természettudományi Múzeum igazgatója. DAUBRÉE (1869) és AUGÉ (1888) hévforrásos eredetűnek tartotta a bauxitot. Meg kell jegyezni, hogy a hévforrásos elmélet ezekben az évtizedekben divatban volt a francia geológiában. Így hidrotermális eredetűnek tartották a párizsi medence "tűzköves agyag" rétegeit, amelyekről azóta kiderült, hogy felszíni mállás hatására jöttek létre. Hidrotermális eredetűnek tartották továbbá a híres Querci melletti foszforit telepeket is, amelyekről azóta tudjuk, hogy jura mészkövek oldási maradékai.

A geológusok azonban felismerték, hogy a hidrotermális elmélet számos ponton ellentmond a terepi megfigyeléseknek. DIEULAFIT (1881) ezek alapján új elmélettel állt elő: felismerte, hogy a bauxit felszíni mállás terméke. A bauxitot helyi paleozoos kőzetekből és főként gránitból származtatta. Elmélete szerint a durva mállástermékek (kavics, homok) a helyszínen maradtak, míg a finom-

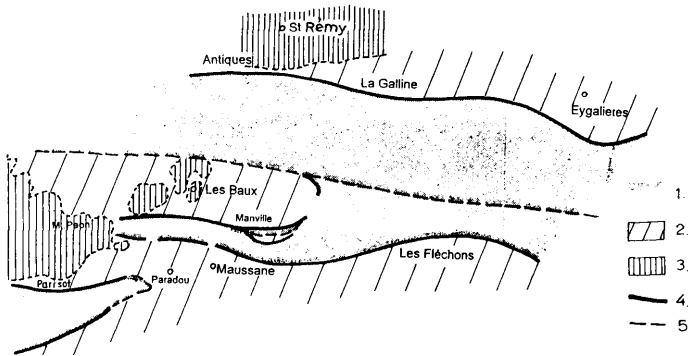
szemű, alumínium és vasban dús frakciót felszíni vizek elszállították. A franciaországi bauxit tehát üledékes kőzet. DIEULAFAIT elmélete nagyon közel áll a mai franciaországi bauxitképződési elképzelésekhez. COLLOT (1887) elfogadva DIEULAFAIT elméletét a bauxittelepek ősföldrajzi helyzetével foglalkozott. Véleménye szerint a bauxit szárazföldön ülepedett le egy nagyterjedésű lepusztulási felszínen. Ezért található a bauxit különböző korú karbonátos kőzeteken az oxfordi emelettől az alsó-kréta végéig. ROULE (1887) elfogadta ugyan DIEULAFAIT elméletét, de a bauxitot tavi üledéknek tartotta.

A Franciaországon kívüli bauxitkutatások kezdetei (1890–1914)

Ismeretes, hogy a franciaországi bauxittelepek mai teleptani osztályozásunk szerint a karsztbauxitok csoportjába tartoznak. A másik nagy csoport, a *lateritbauxitok* felfedezése más úton történt. BUCHANAN 1807-ben India déli részén ismerte fel és írta le a *lateritet*, különböző kőzetek trópusi mállástermékeként. A következő évtizedekben hasonló lateriteket írtak le más trópusi területekről, így Nyugat-Afrikából is. BERTHIER már 1821-ben felismerte a franciaországi és a Fouta-Djalon hegységből származó minták nagy hasonlóságát, mai szóhasználatnál a karszt és a lateritbauxitok genetikai rokonságát. Sajnálatos, hogy kortársai e fontos felismerésre nem figyeltek fel. Ezért csak a múlt század végén írtak le a geológusok olyan bauxittelepeket, melyek alumoszilikátos kőzetek in-situ mállása révén jöttek létre. Ezeket ma lateritbauxit telepeknek nevezzük. Ilyen telepeket írt le LANG (1884) a németországi Hessen tartományban levő Vogelsbergről, BRANNER (1891) az Egyesült Államok Arkansas államából, WILLIAMS (1892), valamint COLE et al. (1912) Észak-Irország Antrim nevű tartományából. BAUER volt az, aki a Seychelles-szigetek laterites mállástermékeinek részletes vizsgálata alapján a laterit és a lateritbauxit-képződés folyamatait tudományosan is elemezte és értékelte.

LACROIX 1913-ban egy alapvető munkát jelentetett meg a guineai lateritekről és lateritbauxitokról. Bemutatta a közvetlen és a közvetett bauxitosodás típusos szelvényeit, továbbá három fő laterites kőzettípust különböztetett meg: a) "igazi" lateritek (mai szóhasználatnál lateritbauxitok), melyekben a hidroxid-ásványok mennyisége 90%; b) agyagos lateritek 90–50% hidroxid ásványokkal; és c) laterites agyagok 50–10% hidroxid ásványokkal.

Visszatérve a *karsztbauxit telepek*hez A. F. de LAPPARENT (1906) nevét kell megemlíteni, aki tovább finomította a laterites mállás elméletét és felismerte a trópusi nedves klíma szerepét a bauxitosodásban. A század végén váltak ismertté Ausztria, Olaszország és a Dinári-hegység karsztbauxit telepei. Az erdélyi Bihar-hegység bauxittelepeiről SZÁDECZKY Gy. készített földtani leírást (1905, 1908). 1912-ben két horvát geológus, TUCAN és KISPATIC adta közre – egymástól függetlenül – a Dinári-hegység karsztterületein végzett kutatásaik eredményeit. Ezek a szerzők a híres "terra-rossa" elmélet megalapozói, mely szerint a karbonátos kőzetek felszíni vegyi mállásából előbb vörös színű agyag (terra rossa) keletkezik, majd ebből kedvező körülmények között bauxit jöhet létre. Az el-



1. ábra. J. de LAPPARENT (1930) földtani térképvázlata Les Baux környékéről. 1. alsó-kréta (neokom) sekélytengeri képződmények; 2. Campani tavi kifejlődésű képződmények; 3. Miocén képződmények; 4. bauxitkibúvások; 5. fő törésvonal

Fig. 1. Geologic sketch-map about the surroundings of Les Baux, after J. de LAPPARENT (1930). 1. Early cretaceous (neocomian) shallow marine sediments; 2. campanian lake sediments; 3. miocene sediments; 4. outcrops of bauxite; 5. main tectonic line

mélet körül azóta is kemény tudományos viták folynak és a kérdést máig sem tekinthetjük lezártnak. Meg kell említeni, hogy DOLFUSS francia geológus már 1905-ben felvetette ezt a gondolatot, de elképzelését részletesen nem fejtette ki.

Az ipari méretű alumíniumkohászati eljárások kidolgozásával (HERAULT, HALL 1886) ugrásszerűen megnőtt az ipar bauxit igénye. A világtermelést továbbra is Franciaország vezette, amit az Egyesült Államok és Észak-Írország követett. A világtermelés 1900-ban 88e tonna, 1910-ben már 356e tonna volt.

A két világháború időszaka (1914–1945)

A két világháború döntő lökést adott az alumíniumipar fejlődésének. 1917-re 1,0 M tonna csúcst ért el a világtermelés, amit a háború után enyhe visszaesés követett. Ezt újabb gyors növekedés követte, melyben Magyarországnak is érdemi szerepe volt. Rövid ideig, 1940-ben a világrangsor is hazánk vezette. A csúcstól 1943-ban érte el a világtermelés 14 M tonnával és az Egyesült Államok elsőségével. A termelés növelése érdekében az országok óriási összegeket költöttek bauxitkutatásra, ennek felfedezései és eredményei pedig a tudományos bauxit-földtant gazdagították. (Úgy látszik az emberiség csak háborúk céljából képes tudományos kutatásra költeni...)

Gyors ütemben nőtt a tudományos publikációk száma és ebben az időszakban jelentek meg az első bauxit tárgyú tudományos könyvek: HARRASSOWITZ (1926) munkájában a lateritesedés és a bauxitosodás folyamatait elemezte talajtani ismeretek bevonásával. Említést érdemel, hogy helyi bauxit ismertetései között

a halimbai Malomvölgy is szerepel (395–397. old). FOX (1923) terjedelmes monográfiában ismertette India bauxitlepeit és bauxitképződési elképzeléseit. 1927-ben a világ akkor ismert összes bauxitlepéről összehasonlító értékelést készített. Ez tekinthető az első, világméretű bauxitföldtani szintézisnek. Hazánkról sajnos csak fél oldalon adott igen vázlatos értékelést. Könyve külön genetikai fejezetet is tartalmaz. Nagy érdeme, hogy felismerte a laterit és a karsztbauxit telepek közötti genetikai eltéréseket.

1930-ban jelent meg J. de LAPPARENT monográfiája Dél-Franciaország bauxitlepeiről. Ezt a munkát kimagasló értéknek tartom rendkívül alapos terepi és mikroszkópos bauxit-megfigyelései miatt. Genetikai elképzelései igen közel álltak a terra-rossa elmélethez. A francia bauxit vonatkozásában elképzelései mai ismereteink szerint kevésbé látszanak valószínűnek.

Mint ismeretes, a hazai bauxitlepek felfedezése a huszas években történt (TELEGDI ROTH 1923; GYÖRGY 1923). A telepek kutatása és földtani leírása nemzetközi összehasonlításban is igen korszerű volt. Nagy kár, hogy a publikációk néhány kivételtől eltekintve magyar nyelven jelentek meg és így nemzetközi szakkörök nem szereztek tudomást róluk. Kivétel ez alól TELEGDI ROTH (1928) és VADÁSZ (1930) német nyelven megjelent munkája, melyekre számos hivatkozást találtam. A korszak magyarországi bauxitkutatásait tömören és mégis kellő részletességgel tekintette át VIZY angol nyelven megjelent cikke (1980).

Az 1945 utáni időszak

Ezt az időszakot is az alumíniumipar fokozatos fejlődése jellemzi. A világ-termelés elérte, majd meghaladta a 100 M tonnát. Az országonkénti rangsort 1971 óta Ausztrália vezeti. Az egyre szervezettebbé és színvonalasabbá váló bauxitkutatás ebben az időszakban érte el a legnagyobb eredményeket. Hatalmas bauxitterületeket tártak fel Ausztrália, Brazília, Guinea, Ghana, India, Indonézia, Jamaica, Kamerun, Kína, Venezuela és Vietnam területén. A világ iparának bauxit ellátottsága legalább 200 évre biztosítottnak látszik.

A tudományos kutatást az egyre sokoldalúbb terepi megfigyelések mellett az egyre kifinomultabb vegyi, ásványtani és szöveti anyagvizsgálat jellemzi. Óriási számban jelentek meg cikkek, főként a hetvenes és a nyolcvanas években. Folytatódta a bauxitkezelés körüli viták, melyekre nagyszámú nemzetközi konferencia igen jó fórumot biztosított, pl. ICSOBA. Ezekről tevékeny részesük lévén nem kívánok szólni. Csupán a könyvalakban megjelent nagyobb munkákat sorolom fel: VADÁSZ (1951), VALETON (1972), BUSHINSKY (1975), BÁRDOSSY (1982), BÁRDOSSY & ALEVA (1990) és TARDY (1993). DUDICH 1981-ben az addig kialakított bauxitképződési elméletekről világméretű áttekintést készített, bemutatva a regionális földtani, gazdasági, politikai és személyi tényezők mindenkorai hatásait. Új fejlemény, hogy az ősföldrajzi, a paleoklimatológiai és geodinamikai kutatásokban sikerrel kezdik alkalmazni a bauxitról eddig szerzett ismereteket.

Több mint 176 éve, hogy BERTHIER két cikke a bauxitról megjelent. Jelentőségüket kortársai még nem ismerték fel. Így amikor 1869-ben DAUBRÉE közel ötven oldalas megemlékezésben méltatta munkásságát, a bauxit felfedezését csak néhány sorban, mellékesen említette meg. Azóta sokat haladt a földtudomány és ma jogos tisztelettel tekintjük Pierre BERTHIERT a bauxitföldtan megalkotójának.

Hálás köszönettel tartozom CSONGRÁDI Mártának és WEISZBURG Tamásnak, akik a múlt századi kiadványok előkerítésével nagyban elősegítették munkám létrejöttét.

Irodalom – References

- AUGÉ, M. 1888: Note sur la bauxite, son origine, son age et son importance géologique. – *Bull. Soc. géol. France.* 3, 16, 345–350.
- BÁRDOSY, Gy. 1982: Karst Bauxites. Bauxite deposits on carbonate rocks. – Elsevier Sci. Publ. Co. Amsterdam, Oxford, New York. 441 p.
- BÁRDOSY, Gy., ALEVA, G.J.J. 1990: Lateritic Bauxites. – Elsevier. Amsterdam, Oxford, New York, Tokyo. 624 p.
- BAUER, M. 1898: Beiträge zur Geologie der Seychellen, innsbesondere zur Kenntnis des Laterits. – *Neues Jahrbuch f. Mineralogie.* Stuttgart, Bd. 2, 162–219.
- BERTHIER, P. 1820: Fer forgé par les negres du Fouta-Diallon (Haut-Sénégal) et des minerais desquels ils le retirent. – *Annales des Mines.* Paris, 1e série, 5, 129–134.
- BERTHIER, P. 1821: Analyse de l'alumine hydratée des Beaux, département des Bouches-du-Rhone. – *Annales des Mines.* Paris, 1e série, 6, 531–534.
- BRANNER, J.C. 1891: Bauxite in Arkansas. – *American Geologist.* 7, 3, 181–183.
- BUCHANAN, F. 1807: A journey from Madras through the countries of Mysore, Canara et Malabar. – London, 2, 436–361.
- BUSHINSKY, G.I. 1975: Geology of Bauxites (2nd ed., in Russian). – Izdatel'stvo Nedra, Moscow, 416 p.
- COLE, G.A. et al. 1912: The intrabasaltic rocks (iron ores and bauxites) of north-east Ireland. – *Mem. Geol. Surv. Ireland.* Dublin, 129 p.
- COLEOT, L. 1887: Age des bauxites du Sud-Est de la France. – *Bull. Soc. géol. France.* 3, 15, 331–345.
- COQUAND, H. 1871: Sur les bauxites de la chaîne des Alpes (Bouches-du-Rhone) et leur age géologique. – *Bull. Soc. géol. France.* 2, 28, 98–115.
- D'Aoust, VIRLET. 1865: Notes minéralogiques et géologiques sur le minéral de fer alumineux pisolithique de Mouries, dit aussi de Baux, canton de Saint-Rémy, département des Bouches-du-Rhone. – *Bull. Soc. géol. France.* 2, 22, 418–420.
- DANA, E.S. 1892: The System of Mineralogy. 6th ed., – John Wiley and Sons. New York, 251 p.
- DAUBRÉE, M. 1869: Note sur l'existence de gisements de bauxite dans les départements de l'Hérault et de l'Ariege. – *Bull. Soc. géol. France.* 2, 26, 915–918.
- DAUBRÉE, M. 1869: Notice sur P. Berthier. – Paris. Dunod, éditeur. 49 p.
- DEULAFAYT, M. 1881: Les bauxites, leurs ages, leur origine. Diffusion complete du titane et du vanadium dans les roches de la formation primordiale. – *C.R. Acad. Sci., Paris.* 93, 804–807.
- DOLFUSS, G. 1904: Observation a la note de F. Laur. – *Bull. Soc. géol. France.* 4, 4, p. 171.
- DUDICH, E. 1981: Regional effects on the development of theories in bauxite genesis. – *Acta Geol. Hungarica.* 24, 247–255.
- DUFRENÓY, A. 1844–45 et 1856: Traité de Minéralogie. 1e et 2e éd. – Carilian-Goëury et Victor Dalmont, Paris. Tome 1. 346–347. Et tome 2. p. 467.
- FOX, C.S. 1923: The Bauxite and Aluminous Laterite Occurrences of India. – *Mem. Geol. Survey of India.* 49, 287 p.
- FOX, C.S. 1927: Bauxite. – *Crosby Lockwood and Son.* London. 312 p.

- GROTH, P. 1898: Tabellarische Übersicht der Mineralien. – Vieweg und Sohn Verlag, Braunschweig, p. 48.
- GYÖRGY, A. 1923: Bauxittelép Halimbán és környékén Veszprém megyében. *Bányászati és Kohászati Lapok*, **56**, 57–62, 73–77.
- HARRASSOWITZ, H. 1926: Laterit. Material und Versuch erdgeschichtlicher Auswertung. – *Fortschr. Geol. u. Paleont.* **4**, **14**, Breslau, 566 p.
- HAUSMANN, F.L. 1847: Handbuch der Mineralogie. Zweiter Teil. Bandenhoek und Ruprecht Verlag. Göttingen. p. 350.
- KISPATIC, M. 1912: Bauxite des Kroatischen Karstes und ihre Entstehung. – *Neues Jahrb. Mineralogie Beil.* **34**, 513–522.
- LACROIX, A. 1909: Minéralogie de la France et de ses colonies. T. III. *Librerie Poly-technique*. Paris. 339–349.
- LACROIX, A. 1913: Les latérites de la Guinée et les produits d'altération qui leur sont associés. – *Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat.*, **5**, 255–356.
- LANG, J. 1884: Über Bauxit von Langsdorf. – *Ber. Deutschen Chem. Ges.*, **17**, 2892–2894.
- LAPPARENT, A. de 1906: *Traité de Géologie*. – Masson et Cie. Paris, 186 p.
- LAPPARENT, J. de 1930: Les bauxites de la France méridionale. – *Ministere des Travaux Publics. Imprimerie Nationale*. Paris. 187 p.
- MARUSIC, R., SAKAC, K., VUJEC, S. 1995: The world's oldest bauxite mining. – *Travaux ICSOBA*. Zagreb. **22**, **24**, 81–98.
- ROCH, E. 1959: La genese des bauxites de Provence et du Bas-Languedoc. – *Ann. Hébert-Haug*, Paris, **9**, 11–77.
- ROULE, L. 1887: Sur les gisements et l'âge de la bauxite dans le Sud-Est de la France. – *C.R. Acad. Sci. Paris*, **104**, 383–385.
- ROUVILLE, M. de. 1868: *Compte-rendu de la course de Vallemagne*. – *Bull. Soc. géol. France*. **2**, **25**, 934–941.
- SAINTE-CLAIRE DEVILLE, H. 1854: Minerais alumineux ou bauxite. – *Annales Chimie et Physique*. **61**, 309–326.
- STÉVART, A. 1863: Sur un nouveau minéral d'aluminium. – *Rev. Univ. Mines*. Paris, **14**, 387–388.
- SZÁDECZKY Gy. 1905: A Bihar-hegység alumíniumércsőről. – *Földtani Közlöny*. **35**, 213–231, 247–267.
- SZÁDECZKY, Gy. 1908: Bemerkungen zu "Neue ostungarische Bauxitkörper und Bauxit-bildung überhaupt." – *Zeitschr. Prakt. Geologie*. **16**. 504–505.
- TARDY, Y. 1993: Pétrologie des latérites. – Masson, Paris, 459 p.
- TELEGDI ROTH, K. 1923: A Dunántúl bauxittelépei. – *Földtani Szemle*. **1/2** 95–103.
- TELEGDI ROTH, K. 1928: Die Bauxitlager des transdanubischen Mittelgebirges in Ungarn. – *Földtani Szemle*. Budapest, **1/1**, 33–44.
- TUCAN, F. 1912: Terra rossa, deren Natur und Entstehung. – *Neues Jahrb. Mineralogie*. Beil, **34**, 401–430.
- TURINI, P. 1808: Della preparazione dell'allume nella miniera di San Pietro nel dipartimento dell'Istria. – Venezia, 67 p.
- VADÁSZ, E. 1930: Kohlenbildung, Gebirgsbildung und Bauxitbildung in Ungarn. – *Neues Jahrb. Miner. Geol. Pal.* Beil, **65**, Abt. **B**, 291–304.
- VADÁSZ E. 1951: Bauxitföldtan. – *Akadémiai Kiadó*. Budapest, 128 p.
- VALETON, I. 1972: Bauxites. – Elsevier Publ. Co. Amsterdam, 226 p.
- VIZY, B. 1980: History of bauxite exploration in Hungary till 1945. – *Földtani Közlöny*. **110**, 28–30.
- WILLIAMS, C.H. 1892: Practical notes on the mining of iron ores, bauxite etc. of County Antrim. – *Manchester Geol. Soc. Transactions*, **22**, 518–521.
- ZIRKEL, F. 1907: *Elemente der Mineralogie*. – Engelmann Verlag. Leipzig. p. 501.



MEZŐSI József

(1914 – 1997)

Türelemmel viselt hosszú szenvedés után 1997. augusztus 18-án Szegeden, 83 éves korában elhunyt a magyar ásványtan doyenje, MEZŐSI József professzor. Családja, szeretett egyetemének vezetői, munkatársai, barátai és tisztelői kísérték utolsó útjára a szegedi Belvárosi Temetőbe. A gyászszertartáson a Magyarhoni Földtani Társulat nevében PAP Sándor az Alföldi Területi Szervezet elnöke, a Magyar Minerofil Társaság és a KOCH Sándor Alapítvány nevében WEISZBURG Tamás, a József Attila Tudományegyetem vezetői nevében MOLNÁR Béla professzor, az Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék – a szeretett munkahely – nevében SZEDERKÉNYI Tibor professzor mondott búcsúbeszédet.

MEZŐSI Józseffel a klasszikus ásványtan utolsó "nagy öregje" távozott körünkől, nehezen pótolható úrt hagyva maga után. Túl a szaktudomány és az egyetem veszteségén,

a szegedi értelmiségi élet és az ásványgyűjtő mozgalom egy színes egyéniséggel lett szegényebb.

MEZŐSI József 1914. június 18-án született Sátoraljaújhelyen, ahol alsó- és középiskoláit is végezte. A hegyek közelsége, a dús természet eleve meghatározta az ifjú ember követendő pályáját és így 1932-ben beiratkozott a Szegedi Egyetemre, ahol 1937-ben természetrajz–földrajz szakos középiskolai tanári oklevelet szerzett. SZENTPÉTERY Zsigmond professzor, az Ásványtani Tanszék akkori vezetője korán felügyelt tehetségére, hallatlan szorgalmára és ezáltal már az első évben kialakult szakiránya a közzettan, ezen belül a magmás kőzetek tudománya, amelyet a neves professzor maga is művelt. Olyan sikerrel startolt és olyan odaadással igyekezett elsajátítani a szakmát, hogy 1936-ban már demonstratórként alkalmazták a tanszéken. Ez az időpont egyben kutatói pályának kezdete, amely aztán 60 éven át töretlenül ívelt felfelé. Emberöltöt töltött el ugyanazon az egyetemi tanszéken, ahonnan elindult és 1977-ben nyugállományba vonult, de "emeritus professzorként" továbbszolgált élete végéig. Mindössze egyetlen, néhány hónapos kitérő zavarta meg ezt a folyamatosságot a negyvenes évek első felében, amikor minisztériumi határozattal Szabadkára helyezték, ahonnan azonban a Szegedi Egyetem néhány hónap után sikerrel "visszaperelte" őt.

Az 1937-es esztendőt díjazás nélküli gyakornokként töltötte el, majd tanársegédi kinevezést kapott és önálló kutatási témát, a Mátra hegység közzettani viszonyait, amelyből később tudományos minősítéseit szerezte. A negyvenes évek hajnala nagy változásokhoz hozott a Szegedi Egyetem életében, amely nem hagyta érintetlenül az Ásványtani Tanszéket sem. Ez az egyetem közzettanban a Trianon után Magyarországra menekített Kolozsvári Egyetem jogutódja volt és sok neves professzor talált ezáltal menedéket és katedrát Szegeden. Észak-Erdély visszacsatolásával ezek nagy része visszatelepült Kolozsvárra, – így SZENTPÉTERY professzor is ezt tette. A megüresedett tanszékvezetői szerephe Budapestről KOCH Sándor professzort neveztek ki és ezzel a fő hangsúly a közzettanról az ásványtanra tevődött át. MEZŐSI József – megtartva közzettani tudományos témáját – az új feladatoknak megfelelően az ásványtanba is "bedolgozta magát" és hamarosan érteletani kutatásokban vett részt KOCH professzossal és GRASSELY Gyulával együtt Észak-Erdélyben, amellyel nagymértékben hozzájárult a tanszék ásványtani gyűjteményének teljessé tételéhez és a későbbi elhíresült "KOCH Sándor Gyűjtemény" kialakításához. Ugyancsak elévülhetetlen érdemeket szerzett eme gyűjtemények háborús pusztításoktól való megmentésében és újrakezdésében. Eközben egyetemi doktorátust szerzett, amely adjunktusi előléptetéssel járt és 1956-ban elnyerte a "föld- és ásványtani tudományok kandidátusa" fokozatot, amelyet docensi kinevezés követett. 1975-ben megszerezte a "földtudományok doktora" tudományos fokozatot és vele együtt az egyetemi tanári előléptetést.

Északi-középhegységi közzettani kutatásai mellett MEZŐSI József, mint ásvány-közzettani laboratóriumi szakember is figyelemreméltó eredményeket ért el. Elévülhetetlen érdemeket szerzett a tanszék röntgen laboratóriumának országos híre emelkedésében. Tudományos eredményeit több tucat magyar- és idegennyelvű szakkikben, tanulmányban tette közzé. Ásvány-közzettan jegyzete alapvető fontosságú volt nemcsak a szegedi egyetemi földrajz tanárképzésben, amiért az oktatásügy kiváló dolgozója kiüntetését kapta.

Tudományos működésének utolsó és igen termékeny szakasza emeritus professzorságának idejére esett. Újrarendezte a KOCH Sándor Gyűjteményt, számos magyar- és idegennyelvű ismertetőt, vezetőt írt róla. Ekkor született élete talán legnagyobb alkotása, az akkor már nagybeteg KOCH professzor főműve a Magyarország Ásványai monográfia második kiadásának sajtó alá rendezése. A rengeteg új adattal bővült, vastkos kötet adat-

gyűjtését és újrafogalmazását maga MEZŐSI professzor végezte, világszínvonalú művet adva az egyetemes ásványtannak és példamutató végtisztességet KOCH professzornak.

MEZŐSI professzor igazi közéleti ember is volt. A Magyarhoni Földtani Társulatnak 1938 óta tagja, majd választmányi tagja, vezetőségi tagja, végzetül tiszteleti tagja volt. Elévülhetetlen érdemeket szerzett a társulat Alföldi Szakosztályának létrehozásában és eredményes működtetésében. Hasonló érdemei vannak a Magyar Tudományos Akadémia Szegedi Bizottsága Földtudományi Szakbizottságának eredményes munkájában is, amelynek hosszú ideig elnöke volt. Életének legutolsó szakmai tevékenysége volt a hazai ásványgyűjtő mozgalom megszűlésénél való bábáskodás és a született gyermek fejlődésének egyengetése. Ásványgyűjtő klubok létrejöttét és működését segítette, amivel hallatlan szolgálatot tett a magyar földtan tudomány népszerűvé tételében. Ásványgyűjtők, ásványbarátok tízezrei köszönhetik neki közvetlenül, vagy közvetve a Föld szerzetét, nemes szenvedélyük kifejlődését.

MEZŐSI professzor teljes életet élt. Kollegái és hallgatói tiszteletét kivívott kitűnő pedagógusként élt és távozott. Élete végéig töretlenül alkotott és alkotott is, miközben maradt ideje hódolni az élet kisebb-nagyobb örömeinek. Megérhette a "tudományos magvetés" beérését családjában, mintegy életművének betetőzéseként. Munkatársai, barátai és nagyszámú tisztelője emlékét kegyelettel megőrzi.

SZEDERKÉNYI Tibor

MEZŐSI József szakirodalmi munkássága

1. MEZŐSI J. 1938: A sátoraljaújhelyi hegycsoport kőzettani viszonyai. – Acta Chem. Min. et Phys. Szeged. 6, 2–3. 160–175.
2. MEZŐSI, J. 1940: Petrologischer Aufbau der Umgebung von Rudabányácska und Károlyfalva westlich von Sátoraljaújhely. – Acta Chem. Min. et Phys. Szeged. 7, 3, 192–203.
3. MEZŐSI, J. 1943: Királyhelmeck környékének kőzettani viszonyai. – Acta Min. Petr. Szeged. 1, 13–21.
4. MEZŐSI, J., GRASSELLY, Gy. 1948: Crystallographical and chemical investigation of minerals from Nistru /Misztbánya/. – Bull. de l'Institut Polytechnique de Jassy. Tom. 4, 311–316.
5. MEZŐSI J., GRASSELLY Gy. 1949: A bajpataki /Mátra hg./ előfordulás. – Acta Miner. Petr. Szeged, 3, 44–47.
6. MEZŐSI J. 1948: Rézérc előfordulás a Zempléni Szigethegységben. – Acta Miner. Petr. Szeged, 2, 47 p.
7. MEZŐSI J. 1948: Láposbánya környékének geológiai felépítése. – Acta Miner. Petr. Szeged, 2, 30–46.
8. KOCH S., MEZŐSI J., GRASSELLY Gy. 1949: A gyöngyöSOROSZI Zgyerka altáró kőzetei és ásványai. – Acta Miner. Petr. Szeged, 3, 1–16.
9. MEZŐSI J. 1950: A borsodi Bükkhegység kőzettartományi helyzete. – Acta Miner. Petr. Szeged, 4, 50–58.
10. MEZŐSI J., DONÁTH É. 1951: A Maros és Tisza lebegtetett hordalékának ásványtani és vegyi vizsgálata. – Acta Miner. Petr. Szeged. 5, 38–57.
11. MEZŐSI, J., DONÁTH, É. 1952: Investigation of the dissolved and floating material of the Tisza and Maros. – Acta Miner. Petr. Szeged. 6, 31–46.
12. MEZŐSI J. 1952: Jelentés Recsk, Tarnaszentmária, Kislána és Domoszló környékén végzett földtani felvételről. – MÁFI Évi Jel. 1949. évről. 81–90.

13. MEZŐSI, J. 1953: Kékes és Galyatető környékén végzett földtani felvétel. – MÁFI Évi Jel. 1950. évről. 111–113.
14. MEZŐSI J., DONÁTH É. 1954: A Tisza és Maros lebegtetett hordalékának és oldott sóinak vizsgálata. – MTA Műszaki Tud. Oszt. Közl. 1954. 27–39.
15. MEZŐSI, J. 1953: Jelentés a Ny-Mátrában végzett kőzettani térképezésről. – MÁFI Évi Jel. 1951. évről. 49–52.
16. MEZŐSI, J. 1954: The qualitative determination of clay mineral groups based on colour reaction. – Acta Miner. Petr. 7, 35–46.
17. MEZŐSI J. 1954: Gyöngyössolyos, Mátrafüred és Markaz környékének kőzettani térképezése. – MÁFI Évi Jel. 1952. évről. 81–83.
18. MEZŐSI, J. 1955: The colouration of montmorillonites at various pH values. – Acta Miner. Petr. Szeged. 8, 41–49.
19. MEZŐSI, J. 1956: Structure géologique de valea Borcutului (Vallée de Borpatak). – Buletinul Inst. Politehnic din Iasi. Tom. II /VI/. Fasc. 3–4. 53–69.
20. MEZŐSI, J. 1956: The determination of kaolinites based on colour reactions. – Acta Miner. Petr. Szeged. 9, 47–53.
21. MEZŐSI, J. 1957: Data on the dickite occurrence of Mád (Hungary). – Acta Miner. Petr. Szeged. 10, 67–75.
22. MEZŐSI, J., KLIVÉNYI, É. 1958: Manganese minerals contained in the clay-minerals of Tokaj-Hegyalja. – Acta Miner. Petr. Szeged. 11, 29–42.
23. MEZŐSI J. 1959: A Tiszántúl D-i részén, fiatalokorú üledékeken kialakult talajok agyag-ásvány vizsgálata. – Föld. Közl. 89, 65–70.
24. MEZŐSI, J. 1960: Data on of the kaolin in the Tokaj Mountains. – Acta Miner. Petr. Szeged. 13, 33–37.
25. MEZŐSI, J. 1961: Zeolite occurrence in the Mátra Mountain. – Acta Miner. Petr. Szeged. 14, 67–74.
26. MEZŐSI, J. 1962: Beiträge zur Kenntnis der Metavulkanite von Mátragebirge. – Acta Miner. Petr. Szeged. 15, 29–41.
27. MEZŐSI, J. 1963: Occurrence of limestone in Western Mátra. – Acta Miner. Petr. Szeged. 16/1, 11–24.
28. MEZŐSI, J. 1964: Oxyandesitic petrofacies in the Western and Central Parts of the Mátra Mountains. – Acta Miner. Petr. Szeged, 16/2, 55–67.
29. MEZŐSI, J. 1965: New Occurrences of zeolite in the Mátra Mountains. – Acta Miner. Petr. Szeged. 17/1, 29–38.
30. MEZŐSI, J. 1966: Data on the epigene alteration of andesites. – Acta Miner. Petr. Szeged. 17/2, 123–130.
31. MEZŐSI, J. 1967: Contribution to the knowledge of the magnetic-hematite system of oxyvolcanites. – Acta Miner. Petr. Szeged. 18/1, 23–33.
32. MEZŐSI, J. 1968: Potassium metasomatism in the neighborhood of Mátraszentiván /W-Mátra Mountains/. – Acta Miner. Petr. Szeged. 18/2, 99–107.
33. MEZŐSI, J. 1969: Tectonics of the Northwestern slope of the Mátra Mountains. – Acta Miner. Petr. Szeged. 19/1, 45–53.
34. MEZŐSI, J. 1970: Metasomatic phenomena in the Mátra Mountains. – Acta Miner. Petr. Szeged. 143–157.
35. MEZŐSI, J., MOLNÁR, E. 1971: Mineral facies investigations in the Algyó-area. – Acta Miner. Petr. Szeged. 20/1. 113–125.
36. MEZŐSI, J. 1972: Role of metasomatism in the lodes environs of Gyöngyösoroszi (Mátra Mountains, Hungary). – Acta Miner. Petr. Szeged. 20/2, 287–308.

37. MEZŐSI, J. 1974: Problems in X-ray diffraction determination of mineral composition of sedimentary rocks. – *Acta Miner. Petr. Szeged.* 21, 207–217.
38. MEZŐSI, J. 1975: Comparison between the X-ray diffractometric quantitative determination methods of calcite and dolomite on the basis of the investigation of neogene segments of the Great Plain. – *Acta Miner. Petr. Szeged.* 22/1. 157–164.
39. MEZŐSI, J., MUCSI, M. 1976: Data on the geology and mineralogy of the oil shale occurrence at Pula, Hungary. – *Acta Miner. Petr. Szeged.* 195–200.
40. PINTY-HÓDI, K., KATA, M., MEZŐSI, J., VÁRKONYI, B. 1977: Elektronmicroscopic, X-ray diffraction and IR-spectrometric investigation of powder mixtures containing antipyrine and citric acid. – *Scientia Pharmaceutica* 45. Jg. -Heft 4. 289–297.
41. ABDEL HADI, MEZŐSI J., KEDVESSY G., MORVAY, J. 1977: Biopharmaceutical on sulphadimidine modification. – *Pharmazie* 32. Heft 12. 791–793.
42. HOLLENBACH, K., MEZŐSI, J., PINTY-HÓDI, K., KEDVESSY, G. 1979: Zur Polymorphider Barbiturate in Pulvern und Tabletten. – *Pharmazie* 34. Heft 4, 240–242.
43. KOCH S. 1985: Magyarország ásványai. II. átdolg. kiadás. Szerkesztette Mezősi József, Akadémiai Kiadó, Budapest. 562 p.

Hírek – News

Sikerrel megvédett disszertációjuk alapján a "földtudomány doktora" minősítést nyertek:

GALÁCZ András: "A Mecsek-hegység batho képződményeinek biosztratigráfiája és ammonitesz-faunájának kiértékelése" című akadémiai doktori értekezésével.

Opponensek: HAAS János, KORDOS László, NAGY Elemér

VÖRÖS Attila: "Magyarország jura brachiopodái. Faunafejlődés és paleobiogeográfia a Tethys nyugati részén" című akadémiai doktori értekezésével.

Opponensek: BÁLDI Tamás, HAAS János, NAGY Elemér

MONOSTORI Miklós: "Ostracodák mint az öskörnyezeti rekonstrukció eszközei" című akadémiai doktori értekezésével.

Opponensek: HAAS János, KEDVES Miklós

Miskolci Egyetem, Bányamérnöki Kar
1995–1997

Az egyetem Bányamérnöki Kara 1995. szeptember 9-én dr. BÉRCZI Istvánnak, 1996. szeptember 7-én dr. JUHÁSZ Andrásnak *Pro Facultate Rerum Metallicarum* kari emlékérmét adományozott.

1996. szeptember 25-én sikeres *habilitációt* tett dr. Bérczi István, dr. EGERER Frigyes, utóbbit a Magyar Köztársaság Elnöke 1997. júniusi hatállyal a Bányamérnöki Kar Ásvány és Kőzettani Tanszékére egyetemi tanárnak nevezett ki.

1996-ban "*dr. univ.*" fokozatot szerzett MÁDAI Ferenc

PhD fokozatot adományozott az egyetem Doktori Tanácsa:

1996-ban dr. HAMORNÉ dr. VIDÓ Máriának, 1997-ben dr. BÁN Miklósnak, dr. CSERNY Tibornak, FARKAS Sándorné dr.-nak dr. HAMOR Tamásnak, dr. JUHÁSZ Györgyinek.

Bányamérnöki oklevelet szerzett a Műszaki Földtudományi Szakon:

1996: ÁBEL Attila, BODÓ Balázs, EPERJESI Béla Szilveszter, FEDOR Ferenc, GERGELY Ágnes, HANDARI Zoltán, HANDARI Zoltáné GYÖRGY Judit, HÉCZEI Tibor, HEGYI Tímea, KISS Katalin, KOLESZÁR Károly, KOVÁCS Péter, LÉNÁRD Levente, MÁDAI Viktor, MIHÁLYI András, VARGA Emília, VARGA Veronika

1997: BALASSÁNÉ HEGYI Adrienn, CSIZMARIK Krisztina, GERGELY Eszter, GYŰRSI Csaba, IMOLAI Gábor, KELEMEN Csilla, KOVÁCS Attila Csaba, KUN Éva, LÉVAI Ferenc, LOBODA Zoltán, REISINGER Krisztián, ROHÁLY István, SZÁVAI Kitti, TÓTH Emese

József Attila Tudományegyetem
1994–1997

Habilitáció:
dr. SZŐÖR Gyula, (1994)
dr. ÁRKAI Péter (1995)
dr. HETÉNYI Magdolna (1995)

Egyetemi magántanár:
dr. ÁRKAI Péter (1996)

PhD fokozat (földtan): dr. Pápay László dr. SZABADOS Csaba (1997), PÁL MOLNÁR Elemér (1998, folyamatban)

Geológiai specializációjú egyetemi végzettség:

1994: RAUCSIK Béla, SZÖLLŐSY László,
1995: KISS Gábor, KOCSI Zoltán, SZÉL Szilvia,

1996: KÁRPÁTI István, TARNAI Tamás, TÓTH András, VETRŐ Krisztina

1997: KÖBOR Balázs, KOVÁCS Gábor, SCHUBERT Félix

*Eötvös Loránd Tudományegyetem,
Természettudományi Kar
1995-1997*

A tudományos minősítések rendszerének átszervezését követően, 1995-1997 között, az ELTE Doktori Tanácsa által, geológusok részére kiadott PhD fokozatok listája*

ANDÓ József (K), BAGOLYNÉ ÁRGYELÁN Gizella (D), BALLA Zoltán (K), BILIK István (kd), BOHN Péter (K), BUDAI Tamás (D), BUDINSZKYNÉ SZENTPÉTERY Ildikó (D), CSONGRÁDI Jenő (kd), DITRÓI PUSKÁS Zsuzsanna (kd), ERDÉLYI Gáborné TÓTH Erzsébet (D), FODOR László (kf, Paris), FÓZY István (D), GATTER István (kd), GÖRÖG Ágnes (D), GYARMATI Pál (K), HABLY Lilla (K), HIPS Kinga (D), JUHÁSZ Erika (K), KAISER Miklós (kd), KASZAI Pál (K), KLEB Béla (K), KOVÁCSNÉ BODROGI Ilona (K), KOVÁCS P. Gábor (D), LELKES György (kd), LESS György (K), MÁDLNÉ SZÓNYI Judit (D), MAGYAR Imre (D), MAGYARI Árpád (D), Mohamed Ali MATTASH (K), MOLNÁR Ferenc (D), NÁDOR Annamária (D), NAGY Béla (K), PAPP Gábor (D), POLGÁRI Márta (K), PÓSFALVI Mihály (D), SOÓS Miklós (D), SZABÓ Csaba (kf, USA), SZTANÓ Orsolya (kf, Utrecht), SZUROMINÉ KÖREZC Andrea (D), TÖRÖK Ákos (D), WEISZBURG Tamás (kd)

Az Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Karán geológus diplomát szerzett hallgatók névsora**

1995/96 tanév: ANGELUS Béla (K), ARDAY Attila (K), BEREZCZ Tamás (K), BERTA Gabriella (K), BORSOS Tamás (CHV), CSURGAI HORVÁTH Zsolt (CHV), DEÁK Ferenc József, FÖLDING Gábor (K), HALUPKA Gábor, HARANGI (KOVÁCS) Rita, ILLÉS Klára (CHV), INCZE Szilvia, JÓSVAI József (CHV), KISS Attila (K), KISS Károly (CHV), KOROKNAI Balázs, MEDVE András (K), SZÍVES Otília, PAPP Tamás, (CHV)

1996/97 tanév: ÁDÁM László (CHV), BAJNÓCZI Bernadett (Sz), BECZE Zsolt, FARAGÓ Éva, HÁDEN Sándor, HORVÁTH Péter, KONDOROSY Szabolcs, KUN JÁGER Emese, MARKOVITS Péter (K), PÁKOZDI Gábor (CHV), REZESSY Attila, SZÉKVÖLGYI Katalin, TIHOR Gyöngyi, TOLNAY Katalin (CHV), THIERRY Tibor (GM)

TARI Gábort, társulatunk tagját 1997 októberében az Amerikai Földtani Társulat Nemzetközi osztályának elnökévé választották. A közelmúltban a houstoni Rice Egyetem Geológia és Geofizika tanszékén tanársegédi kinevezést is kapott.

A budavári önkormányzat 1997. április közepén ismét megnyitotta a látogatók előtt a Várnegyed különleges látványosságát, a Várbarlangot. A nagyközönség a mintegy 4 km-nyi mesterséges áttörésekkel összekötött barlangláncolat egynegyedét láthatja 40 perces vezetés mellett. A bejárat a várbeli Dárda utcában, az Országház u. 16. mellett van.

* A listát a TTK Tudományszervezési Osztálytól kapott alapadatok felhasználásával MINDSZENTY A. állította össze. Jelmagyarázat: K = kandidátusi fokozat alapján, D = ELTE egyetemi doktori cím átminősítése révén, kd = korábban szerzett ELTE egyetemi doktori cím alapján, az azóta végzett tudományos munkát figyelembevevő odaítélés révén, kf = külföldön szerzett fokozat honosítás révén

** Jelmagyarázat: K = környezetföldtani szakirányú képzésben részesült. CHV = szénhidrogén és vízföldtani szakirányú képzésben részesült, Sz = "szilárd ásványi nyersanyagok kutatása" szakirányú képzésben részesült, GM = geometematikai szakirányú képzésben részesült (A "szakirányú képzés" speciális órarendet és a szakiránynak megfelelő tematikájú diplomamunkát takar)

1997-ben elhunyt tagtársaink:

JENEINÉ JAMBRIK Rozália a Miskolci Egyetem tanszékvezetője (1997. április 23)
DEÁK István (1997. augusztus)

MEZŐSI József tiszteleti tag (1997. augusztus 18.)

Összeállította: RADÓCZ Gyula

Könyvismertetés

Anthony F. RANDAZZO – Douglas S. JONES (szerk.)
Geology of Florida

(ISBN 0-8130-1496-4, University Press of Florida, Gainesville, 1997, 327 p.)

Florida államnak 30 év után ismét van korszerű földtani monográfiája! A cím és a bevezető mondat láttán sokan tehetik fel a kérdést, mivel érdemelte ki e hazánktól oly távol eső táj földtani összefoglalója, hogy a Magyarhoni Földtani Társulat tagjainak figyelmébe ajánljam. A válasz összetett. A Floridai-félsziget a világ egyik legnagyobb, legstabilabb és ezért igen régóta tanulmányozott karbonátplatformja, a nyílt karsztöbrök, az ún. "sinkhole"-k és a recens karbonátképződés mintaterülete, a Föld egyik leghíresebb mocsarának az Everglades-nek a hazája. Ezekből követezően Florida a karbonátszedimentológusok, szerves kőzettani szakemberek, karszt hidrogeológusok Mekkája.

Mindezek mellett a mű további tanulsággal is szolgálhat a magyar geológus olvasó számára. Egy ország földtanát bemutatni kívánó előtt két megoldás kínálkozik. Többéves, monstre vállalkozás keretében, szűk szakmai körnek szóló többkötetes mű létrehozása, vagy rövidebb, közérthetőbb, színesebb, kaleidoszkópszerű összefoglalás megszerzése. Anthony F. RANDAZZO (University of Florida) és Douglas S. JONES (Florida Museum of Natural History) ez utóbbit választotta, véleményem és az első forgalmazási adatok szerint teljes sikerrel.

A színes, kemény kötésű borító 327 oldalt fog össze, ezen belül 270 ábra, 13 táblázat

és 12 színes oldal kapott helyet. A tizenégy tematikus cikk szerzői egy sor neves intézmény: University of Florida, University of South Florida, Florida Geological Survey, United States Geological Survey, Florida Museum of Natural History kutatói közül kerültek ki.

A monográfia Florida geomorfológiájának bemutatásával kezdődik, ezután a félsziget aljzatának tektonikai fejlődéstörténetét és geokémiáját taglalja két cikk. Ugyancsak két tanulmány tárgyalja a félsziget felépítményének üledékes fejlődéstörténetét a mezozoikumtól a holocénig. Tömör és szakszerű összefoglalás mutatja be Florida hidrogeológiáját, majd két őslénytani értekezés következik Florida tengeri puhatestű és emlős fossziliáiról. Mindössze egy rövid cikk ismerteti a fellelhető ásványi nyersanyagokat, majd a partvonal recens földtani folyamatait tárgyaló tanulmány vezeti be a kétrészes paleoóceánográfiai szekciót, melyből a második cikk az állam legfontosabb szilárd ásványi nyersanyagának, a foszforitnak a keletkezésével foglalkozik. Ezt egy terjedelmes környezetföldtani ismertető követi, majd az értekezések sorát némi logikai buktatóval a Florida Keys földtani tanulmánya zárja. A könyv végén teljességre törekvő irodalomjegyzék és tárgymutató található.

A fentiekből kitűnhet, hogy a szerkesztés logikai vonala helyenként meg-megsza-

kad, ez a hiba azonban eltörlül a könyv érdemei mellett. A tanulmányok szövegezése egyszerű és a nem geológusok számára is többé-kevésbé érthető. A könyvnyebb emészthetőséget szemléletes ábrák sokasága segíti elő. A cikkek belső szerkezete is az egyszerűséghez közelít, ami ismételtelen a szerkesztők munkáját dicséri. Mindez nem megy a tudományos igényesség rovására, sőt a tanulmányok javarésze igazi "state of art review", azaz az elkészültekkel rendelkezésre álló forrásmunkák szabatos szintézise.

A könyv ára igen jutányos, 39.95 USD, melynek esetenkénti 30%-os diszkontálásával magyar geológusnak is elérhető az élvezetes szakkönyv. További érdekes adalék, hogy a szenior szerkesztő Anthony F. Randazzo professzor a közelmúltban fél évet töltött Fulbright ösztöndíjasként a Magyar Állami Földtani Intézetben és így igen jó kapcsolatban áll több hazai kutatóval.

Jószívvvel ajánlom tehát e könyvet Florida földtanát nem ismerők és ismerők, specialisták, egyszerű érdeklődők és monográfiaírók, azaz minden tagtársam figyelmébe.

HÁMOR Tamás

Magyar bányászat évezredek története

című két kötetes mű az Országos Magyar Bányászati és Kohászati Egyesület kiadásában.

Az I. kötet a történelmi Magyarország bányászatáról számol be a honfoglalástól napjainkig. A II. kötet azoknak a bányavidékeknek és vállalatoknak a történetét tartalmazza, amelyek az ország területén vannak és működnek.

Nagyon érdekes, hogy az I. kötet bevezetőjében a Szerkesztőbizottság az alábbiakat fogalmazta meg: "A bányászat jelentőségének, működésének megítélése az évezredek során igencsak változatos volt. Ám azok a bányászok, akik ezt a gyakran történelemformáló szakmát művelték, művelik, mindenképpen megérdemlik a társadalom megbecsülését. Munkánkkal nekik is emléket kívánunk állítani..."

E sorok nagyon összecsengenek Georgius AGRICOLA 1546-ban megfogalmazott gondolataival, mely szerint "...a bányászat kérdésében az emberek között a vélemények mindig erősen eltérők, és egyesek szenvedélyesen hangoztatják nagy jelentőségét, mások viszont annál keményebben szidalmazzák!..." (A könyv szerzői és a sorok írója is az előbbieket hangsúlyozzák.)

Az I. kötetet (8 fejezet, 695 oldal) dr.h.c.dr. FALLER Gusztáv, dr. KUN Béla és dr. ZSÁMBOKI László szerkesztette.

I. A Kárpát-medence hasznosítható szilárd és ásványi nyersanyag előfordulásainak földtani áttekintése. (Írta: dr. NÉMEDI VARGA Zoltán)

II. Bányászat az Árpádok korában (896-1301). (Írta: dr. ZSÁMBOKI László)

III. Magyarország nemes ércbányászatának virágkora (1301-1550). (Írták: dr. BÁNKI Imre, MOLNÁR László)

IV. A bányászat az ország három részre szakadásának idején a XVI. sz. közepétől 1711-ig. (Írta: SZEMÁN Attila)

V. Bányászat a Sztamári béke és a kiegyezés között (1711-1867). (Írta: dr. ZSÁMBOKI László)

VI. A magyar bányászat a kiegyezéstől a II. világháborúig. (Írták: CSATH Béla, dr.h.c.dr. FALLER Gusztáv, dr. GERGELY Ernő, dr. ZSÁMBOKI László, dr. KUN Béla)

VII. A bányászat a központi tervezés gazdaságban előzményekkel és következményekkel. (Írta: dr.h.c.dr. FALLER Gusztáv)

VIII. Pillantása jövőbe (Írta: dr.h.c.dr. FAL-
LER Gusztáv)

A Függelék rész a magyar bányászat tör-
téneti, statisztikai adatsorait, a bányá-
szattal kapcsolatos mértékeket és átszámí-
tásokat, valamint a bányászattal kapcsola-
tos helységek jegyzékét tartalmazza, a kö-
tetet térképmelléletek is díszítik.

A BENKE István és REMÉNYI Viktor által
szerkesztett, 752 oldalas II. kötet négy fe-
jezből áll. Ez a kötet azoknak a bányavi-
dékeknek, bányavállalatoknak, intézmé-
nyeknek és egyéb vállalatoknak a törté-
netét foglalja össze, amelyek az ország je-
lenlegi területén vannak. Bemutatja fejlő-
désüknek körülményeit és iparpolitikai
hátterét.

A/ Szénbányászat

I. A borsodi szénmedence bányászata. (Ír-
ták: MÁNDY András és dr. ZSAMBOKI
László)

II. Brennebergbánya. (Írta REMÉNYI :Viktor)

III. Dorog-Esztergom vidék szénbányá-
szata (Írta: PÁL Dénes)

IV. A Középdunántúli szénbányászat. (Ír-
ták: JÁRMAI Ervin, KISS Tamás, KOZMA
Károly, dr. OROSZ Elemér)

V. Mátraalja és Bükkalja lignitbányászata.
(Írta: PRIBULA Nándor és dr. SZABÓ Imre)

VI. A mecseki feketekőszénbányászat. (Ír-
ták: dr. ÁCS Zoltán, dr. KONCSAG Károly,
MESTER József, PÁLLFY Attila, SOLYMOSSI
Franciska, SZIRTES Béla, TISZAI László)

VII. A pilisi szénbányászat. (Írták:
dr. BÁNKI Imre, TÓTH Árpád)

IX. A tatabányai és oroszlányi szénbányá-
szat (Írták JEKAVA Szilveszter, KÓBÁ-
NYAI Ferenc, NAGY György, VÉR László)

B/ Érc és ásványbányák

I. Bauxitbányászat. (Írta: dr. FAZEKAS Já-
nos)

II. Úránérc bányászat. (Írta: SZOMOLÁNYI
Gyula)

III. Érc és ásványbányászat. (Írta: dr. KUN
Béla)

C/ Szénhidrogénbányászat. (Írták: dr. DANK
Viktor, KASSAI Lajos)

D/ A bányászathoz kapcsolódó tevékeny- ségek

I. A magyarországi mélységi vízkutatás.
(Írta: CSATH Béla)

II. Kutatástervezés. (Írta: KÁRPÁTY Lóránt)

III. Bányászati mélyépítés. (Írta: BENKE Ist-
ván)

IV. A bányagépgyártás. (Írta: dr. ÉRSEK
Elek)

Külön kiemelendő, hogy mindkét kötet
egy-egy fejezetében igen sok fénykép, ábra
található.

Miután a magyar bányászat átfogó törté-
netének megírására még nem került sor,
így érthető, hogy a kiadást követő napok-
ban a könyvet szinte "elkapkodták". Elővé-
telben és a megjelenést követő napokban
a kötetek több mint 90%-át vásárolták
meg, így ma már a I. és II. kötet csak igen
korlátozott példányszámban rendelhető
meg az OMBKE titkárságán (1027 Buda-
pest, Fő u. 68., telefon 2017337, ügyintéző
CSUKÁS Lajosné). A I-II. kötet ára jelenleg
4.480,- Ft, mely összeg az ÁFÁ-t is tartal-
mazza. A két kötetes mű igen színvonalas,
szép kiállítású, előállítása a Római Kiadó
és Nyomdaipari Bt. igényes szakmai mun-
káját dicséri.

dr. Horn János

Társulati ügyek

A Magyarhoni Földtani Társulat 1992. január–december havi ülészakán elhangzott előadások

Központi nagyrendezvények

Március 18. A Magyarhoni Földtani Társulat 137. Rendes Közgyűlése Szegeden.

Elnöki megnyitó: KECSKEMÉTI Tibor.
Megemlékezések elhunyt tiszteleti tagjainkról

RÓNAI András tiszteleti tagról – VITÁLIS György

GRASSELLY Gyula tiszteleti tagról – SZEDERKÉNYI Tibor

JANTSKY Béla tiszteleti tagról – MAJOROS György.

SEMSEY Andor Ifjúsági Emlékérem átadása:
Díjazott: FODOR László, Frantisek MARKO és Michal NEMCOK társzerzőkkel írt "Neogene tectonics and paleostress changes in the Czechoslovakian part of the Vienne basin" és Frantisek MARKO, Michal KOVÁČ szerzőtársakkal írt "Miocene strike-slip faulting and block rotation in Brezovské Karpaty Mts. (Western Carpathians)" c. munkáiért.

DUDICH Endre: A földtan fejlődésének új irányzatai.

ZENTAY Tibor: A magyar földtan hétköznapjai.

SZEDERKÉNYI Tibor: A magyar geológia jele, jövője és az egyetemi oktatás.

Az Ellenőrző Bizottság jelentése: GALOS Miklós – KASSAI Miklós

A Gazdasági Bizottság beszámolója: CSILLING László

Főtitkári Jelentés: HALMAI János

A JATE Ásványtani, Geokémiai, és Kőzet-tani Tanszékén a Koch Sándor gyűjtemény bemutatása MEZŐSI József vezetésével

Április 28. Első Előadói Ankét – Budapest.

SZEILER Rita: A Kisalföld központi részének mérnökgeológiája.

BÁLDI Katalin: A Röhne-delta öskörnyezeti rekonstrukciója foraminifera vizsgálatok alapján.

SZARKA András: A Csehbányai Formáció mikromineralógiai vizsgálata.

GERMÁN Judit: A gánti bauxit feküfelszínén kialakult vasdús kéreg ásványtani és geokémiai vizsgálata.

ZADRAVECZ Csilla: A herceg-hegyi bazalt közzetani, geokémiai és vulkanológiai értelmezése.

SZANYI János: Árpád-tetői kvarcok krisztallográfiái és genetikai vizsgálata
Eredmény:

Hallgatói kategóriában:

I. helyezett: GERMÁN Judit, részeseül a KRIVÁN Pál Alapítványi Emlékéremben is.

II. helyezett: ZADRAVECZ Csilla

III. helyezett: BÁLDI Katalin

Végzett kategóriában:

I. helyezett: SZARKA András

II. helyezett: SZEILER Rita

III. helyezett: SZANYI János

Június 8. Emlékiülés Tasnádi Kubacska András születésének 90. évfordulója alkalmából.

GAÁL Gábor: elnöki megnyitó.

KORDOS László: TASNÁDI KUBACSKA András, mint tudós.

KÁKAY SZABÓ Orsolya: TASNÁDI KUBACSKA András, mint múzeológus és ismeretterjesztő.

HÁLA József: TASNÁDI KUBACSKA András, mint tudománytörténész.

Június 12–14. Vándorgyűlés – Salgóbányán "Földtani kutatás – bányászat – környezet- és természetvédelem" címmel.

június 12.

HÁMOR Géza: A Nógrád–Cserhádi terület regionális földtani problémái.

TARDY János: Gondolatok a megújuló természetvédelemről.

JÓZSA Gábor – PRAKALVI Péter: Nógrád megye 1:100 000-es komplex földtani terület fejlesztési térképsorozata.

PRAKALVI Péter. A bányászat befejezése utáni földtani értékek és érdekességek a nógrádi bazaltterületeken.

SZABÓ István – SZARVAS Imre: A bányafelhagyások földtani feladatai a nógrádi szénmedencében.

MÁRTON Ferenc: Nógrád megye természetvédelmi területei.

Poszter bemutató:

BOHN Péterné et. al: Láprekonstrukciós vizsgálatok a borsodi-medencében

MEZEY Gábor – SZEPESSY András: Környezet és rétegvíz védelmi szempontok a Borsodi Szénbányák visszafejlesztése során.

NAGY Géza – KOVÁCSVÖLGYI Sándor – MADARASI András – DETZKY Gergely – SZONGOTH Gábor – SZALAY István: Bűkk és előterei földtani, geofizikai kutatási eredményei, különös tekintettel a mátradereskei környezetvédelmi kutatási területre.

RADÓCZ Gyula – J. KLUBERT: Együttműködésben szerkesztett dél-szlovákiai és észak-magyarországi határmenti földtani szerkezetek.

SZLABÓCZKY Pál: Északkelet-magyarországi díszítőkő-előfordulások térképe és táblázata.

SZLABÓCZKY Pál: A miskolc-tapolcai várhegyi mészkőbánya természetvédelmi értékei.

R. TÁTRAI Marianna – VARGA Géza: Észak-Magyarországon mért geofizikai alapszelvények eredményei.

VICZIÁN István: Diagenézis fok meghatározása az észak-magyarországi paleogén medencében.

Június 13.

Hazai terepbejárás: Salgóbánya – Somoskő (bazalt ömlés, meddőhányón kialakított kőpark) – Rónabánya (riolittufára települő barnaköszén, bazaltoszlópok, alábánya-

szottság hatásai) – Mátraszele – Homokterenyé (rekultivált külfejtés) – Székvölgy (működő külfejtés) – Salgótarján – Salgóbánya.

Június 14.

Dél-szlovákiai terepbejárás, vezető: D. VASS (GUDS, Bratislava)

Salgóbánya – Somoskőújfalú – Siatorská Bukovinka – Cakanovce: Eggenburgi-Ottangi Filakovo Formáció (Jalová Homokkő, Lipovany Homokkő, Cakanovce Tagozat) – Bukovinka Formáció, Salgótarjáni Formáció (Potor Tagozat) – Filakovo: magyar középkori várom – Hajnacska: bazalt diatrem, bazalt tufa, MN 16 lelőhely – Vel Krtis: Medokys Tagozat (rhezekiás homok) – Lipovany: Lipovany Homok, Homokkő, Cakanovce Tagozat) – Somoskőújfalú – Salgótarján.

Október 16–17. IV. Országos Bányaföldtani Ankét – Alsóörs.

A rendezvény védnökei: SZABÓ Iván ipari és kereskedelmi miniszter, KOMLÓSSY György a Központi Földtani Hivatal elnöke.

Rendező Szervek: MFT Budapesti, és Közép- és Észak-dunántúli Szervezet, Veszprémi Szénbányák F.A.

Közreműködők: Holdfény Kft. Alsóörs, PRI-COMP Kft. Veszprém, OMBKE helyi szervezete, MTA VEAB Bányászati Szakbizottsága.

október 16.

Köszöntő:KECSKEMÉTI Tibor a Társulat elnöke,

KOVÁCS András a Veszprémi Szénbányák F.A. részéről

Plenáris ülés

Elnök: KECSKEMÉTI Tibor

KOMLÓSSY György: A földtani kutatások új intézményi és finanszírozási rendszere.

ESZTÓ Péter: A magyar bányászati szakigazgatás szervezeti reformja.

A bányaföldtani munka és szervezeteinek helyzete a hazai szilárdásványanyag-bányászatban

Elnök: KOMLÓSSY György

VAS László: A szénbányászati szerkezet-átalakítással kapcsolatos földtani, ásványvagyongazdálkodási feladatok.

MAKRAI László: Szénbányászati szerkezetátalakítás hatása a bányaföldtani munkákra és szervezetre.

PATAKI Attila: A bányaföldtan jelene és jövője a Bakonyi Bauxitbányánál.

ÉRDI-KRAUSZ Gábor: A mecseki uránbányászat társasággá alakításának tapasztalatai.

CSILLAG János: Az Országos Érc- és Ásványbányák földtani Szolgálatának helyzete.

BADINSZKY Péter: Az építőanyagipari földtani szolgálatok tevékenységének alakulása a szerkezetátalakítás folyamatában.

A. szekció

Földtani kutatás és ásványvagyongazdálkodás

Elnök: PATAKI Attila

SEBESTYÉN István: A középső-eocén Darvastói Formáció geomatematikai vizsgálata a Csabpuszta-I/2. bauxitterületen.

KISS József: A mecseki metángáz-vagyon hasznosításának helyzete.

FODOR Béla. Az in-situ érték és a nettó jelenérték kapcsolata a bauxit-timföld üzletágban.

HODONSZKY Kázmér: A pusztazámori homokkutatás újraértékelése.

KISS Attila – TASKA Csabáné – SÓKI Imre: A Tatabányai Bányák Vállalat elmúlt öt évének földtani kutatásai és szénvagyon helyzete.

HARSÁNYI Lajos – NAGY Zoltán: Készletkategorizálási módosítások a Mecsekurán Kft.-nél.

FEKÉSHÁZI Gábor. Az erdőbényei kovaföld kutatások újraértékelése.

Elnök: FODOR Béla

HEGEDŰS Károly: Az 1992. évi ásványvagyongazdálkodás elvárásaival a borsodi szénmedencében.

MÁTÉFINÉ STEFLER Mária: Új bauxitföldtani eredmények a halimbai bauxitelőforduláson.

CSILLAG János: A Pálháza környéki perlitkutatások eredményei.

ÖVEGES István: Az Oroszlányi-medence kutatási eredményei és a Bányaföldtani Szolgálat helyzete.

SZEBÉNYI Géza: Térinformatikai módszerek alkalmazása a recski mélyszinti szinesfémérc-előfordulás értékelésében.

B. szekció

Újszerű témák a bányaföldtanban

Elnök: MAKRAI László

MARTINKÓ Mária: Barnaszemek szénkéimiai adottságai, huminsav hasznosítás szempontjából (Dudar-Várpalota).

TOMSCHEY Ottó – INCE Attila: Fémion tartalmú vizes oldadok, fémion mentesítése barnaszén felhasználásával.

LOHRMANN Ervin: Datamine program, mint földtani adatfeldolgozó szoftver

SZABÓ Zoltán: A CO képződés üledékföldtani és bányászati tényezői a bakonyi mangánérc telepeken.

JUHÁSZ András – MARKÓ Istvánné: Kutató fúrások alapján meghatározott kőszéntelepek fedőszintjének megbízhatósága.

KOZMA Károly: Ajkai szén brikettezési lehetőség.

C/I. szekció

Környezetföldtan – vízföldtan

Elnök: FARKAS Sándorné

JÁKI Rezső: A bányászati vízelmelések lecsökkenése utáni karsztvízszint változások értékelése.

KOCH László: Uránércbányák felhagyásának hidrogeológiai problémái, kettős depresszió kialakulása szilárd-repedezett kőzetekben a mecseki uránércbányászat példáján.

SZARKA György: Marosújvár (Ulioara) – Aknavásár (TG. Ocna) sókitermelés, földtan, környezetvédelem.

SZEPESSY András – MEZEI Gábor: Szennyeződések terjedése, bezárásra kerülő rétegvízveszélyes szénbányák környezetében.

BADINSZKY Péter – BERNÁTH Zoltán: Jelen-tősebb építőipari ásványi-nyersanyagku-tatások 1987–1992. között.

október 17.

C/2. szekció

Környezetföldtan – vízföldtan

Elnök: ÉRDI-KRAUSZ Gábor

MOLNÁR Imre – SZONGOTH Gábor: Szem-cseszerkezet számítás mélyfúrás geofizi-kai mérésekből.

FARKAS Sándorné: Hidrológiai tapasztalatok a nyírádi és a csabpusztai bauxit-előfordulás területén.

JOCHÁNÉ EDELÉNYI Emőke: A nyírádi dep-ressziós tölcser földtani meghatározottsága.

MEZEI Gábor – SZEPESSY András: Vágathaj-tás fokozottan rétegvízveszélyes környe-zetben.

Elnök: MAJOROS György

LADAI Tamás: A geológiai zavargások ha-tása a bányaművelés okozta külszíni moz-gás megjelenésére.

CSICSÁK József: A mecseki uránércbányá-szat környezetvédelmének és rekultiváci-ójának hidrogeológiai kérdései.

KISS Péter – MEZEI Gábor: A vadnai kül-fejtés környezeti hatásai.

GERMUS Bertalan: A gyöngyösoroszi ólom-cinkérc bánya bezárásának problémái.

SZÉKVÖLGYI Zoltán – BFRÓ Emőke: Felszín-közeli környezetszennyezések felszámolá-si lehetősége.

D. szekció

Klasszikus bányaföldtan

Elnök: JUHÁSZ András

DIÓSZEGI Sándor: Számítógépes bányaföldtani adatszolgáltatás a fenyőfői bauxit-bányánál.

SZABÓ Imre: A GEOPARD Kft. földtani cé-lú bányageofizikai kutatásainak legújabb eredményei.

KALÓ János – ZELENKA Tibor: Az alsótele-kesi gipszbánya bányaföldtana.

TISZAY János: A Halimbai bauxitbánya bá-nyaföldtani sajátosságai.

KLESZPITZ János: A kőbányaipar bányauze-meinek megkutatottsági helyzete és az utóbbi öt évben történt geológiai kutatásai.

Elnök: JAKI Rezső

LANTOS Lászlóné – SZABÓ István: Bányaföldtani problémák a Nógrádi Szénbá-nyáknál.

JANKOVICS Bálint: Bányaföldtani tapasztalatok a csabpusztai bauxitelőfordulás te-rületén.

LÁZÁR Mózes: A Márkus-hegyi Bányau-zem eddigi tevékenységének áttekintése és lehetőségei.

REINER György: Durvakerámiai földtani kutatások a Dunántúlon.

Elnöki zárszó: KECSKEMÉTI Tibor

November 16.

L. A. SIKABONYI (geológus, Blue Star, Ho-uston, USA): Olaj és gáz lehetőségek Ma-gyarországon.

Agyagásványtani Szakosztály

Október 12. Előadóülés .

GÁBOR Péterné – TÓTH Mária – KRISTÓF Já-nos – LENKEI Mária: Tapasztalatok hazai kaolinitek K-acetátos kezelése során.

FÖLDEVÁRI Mária – KOVÁCS PÁLFFY Péter: Kaolinit rendezettségű állapot mérések kri-tikai vizsgálata.

December 7. Előadóülés a MAE Talajtani

Társaságának Talajásványtani

Szakcsoportjával.

A 12. Cseh-Szlovák Agyagásványtani és Kőzettani Konferencia magyar előadásai-nak bemutatása.

VICZIÁN István – BARNÁ Zsuzsa: Beszámó-ló a 12. Cseh-Szlovák Agyagásványtani és Kőzettani Konferenciáról – Pozsony, 1992. augusztus 31. – szeptember 4..

GÁLNÉ SOLYDOS Kamilla – KUBOVICS Imre – PUSKÁS Zuárd – VINCZE János: A mecseki U-érctelep agyagásványai.

BARNÁ Zsuzsa – FÖLDEVÁRI Mária: A bazalt-bentonit agyagásványainak vizsgálata.

VASSÁNYI István – NEMECZ Ernő – CSÍKOSNÉ HARTYÁNI Zsuzsa: Egy módszer talajásványok vizsgálatára.

SZABÓ Anikó – VARSÁNYI Zoltánné – VASSÁNYI István – CSÍKOSNÉ HARTYÁNI Zsuzsa: Dél-magyarországi fúrásminták vizsgálata.

Általános Földtani Szakosztály

Január 22. Előadóiülés.

HAAS János: Beszámoló az 1991. évi Dolomit Szimpóziumról.

Február 19. Közös előadóiülés a Budapesti Területi Szervezettel és a Magyar Geofizikusok Egyesületével a Guantanamo (Kuba) környéki kutatások eredményeiről.

BREZSNYÁNSZKY Károly: Regionális földtani környezet.

KAKAS Kristóf: A regionális gravitációs mérések értelmezése.

PEREGI Zsolt: A kutatási terület földtani és szerkezeti vázlata.

JANKOVICH István: A kubai fázist követő üledékképződés.

GYARMATI Pál: Kréta szigetív vulkánosság. RÉTI Zsolt: A terület ofiolitjai.

KOVÁCS P. Gábor – TOMPA László: A terület kromit ércesedése.

KAKAS Kristóf: Kromit kutatás geofizikai módszerekkel.

ÚJSZÁSI József: Laterit kutatás geofizikai módszerekkel.

TOMPA László: A nyersanyagkutatás főbb eredményei.

Március 23. Előadóiülés.

PELIKÁN Pál – LESS György – GULÁCSY Zoltán: A Bükk hegység földtani térképezésének eredményei II. rész (rétegtan).

Április 15. Előadóiülés.

SELMECZI Ildikó: A Devecser-nyirádi neogén medence rétegtana.

DUDKO Antonijina – BENCZE Géza – SELMECZI Ildikó: Miocén medencék kialakulása a Dunántúli-középhegység délnyugati részén. Tematika: rétegtan, tektonika.

Május 13-14. Posztgraduális képzés.

Közös rendezvény a Magyar Állami Földtani Intézettel.

Paleokarszt rendszerek, elmélet és gyakorlat.

Dr. Paul WRIGHT, Postgraduate Research Institute for Sedimentology, University of Reading, England

Paleokarszt rendszerek (elmélet).

P. WRIGHT: Paleokarszt systems.

KORPÁS László: Paleokarszt földtani modellek és kutatási módszerek.

P. WRIGHT: Paleosols and their uses in geology, criteria for recognition.

P. WRIGHT: Calcrete soil— Quaternary and pre-Quaternary forms.

Karbonátplatformok és paleokarszt (eset tanulmányok).

P. WRIGHT: Carbonate ramps and their importance in hydrocarbon exploration.

JUHÁSZ Erika: A naszályi felső-triász karbonátplatform paleokarsztja.

P. WRIGHT: Carboniferous carbonate platforms of Britain; a case study of biological, tectonic and eustatic controls.

Ásványtan–Geokémiai Szakosztály

NÁDOR Annamária – SÁSDI László: A budai-hegységi összetett paleokarsztok.

Május 16. A május 13-14-i

előadásorozathoz kapcsolódó terepbejárás a váci Naszályra.

Június 3. Előadóiülés.

KOVÁCS Sándor: A Szendrői-hegység térképezésének eredményei.

CSASZÁR Géza: Atoll-maradványok a meceki alsó-krétából.

November 16. Előadóiülés.

DON György – KORPÁSÉ HÓDI Margit – SCHAREK Péter: A Kisalföldi-medence kutatásának újabb eredményei.

KOVÁCS Sándor: Az Upponyi-hegység paleozoikus térképezésének eredményei.

Ásványtan–Geokémiai Szakosztály:

Január 6. Előadóiülés.

MÁTYÁS Ernő: Törmelékes diagenézis néhány hazai példán a diagenetikum folyamatok hatása a rezervoár tulajdonságokra a szarvasi és algyői mezőben.

SZAKÁLL Sándor: Arzenát ásványok Mád-ról, Nagybörzsönyből és Rudabányáról.

Február 10. Előadás.

VICZIÁN István: köszöntő

BUDA György: A velencei-hegységi kőzet-zárványok és pegmatitos "fészkek" kőzet-genetikai jelentősége.

DÓDONY István: Nagy mangántartalmú piroxének és biopiribolok.

GATTER István: Paleogén-neogén ércesedések, fluidzárvány sajátosságai hazai példákon.

WEISZBURG Tamás: A nagybörzsönyi "wehrlit" vizsgálatának újabb eredményei.
MOLNÁR Ferenc: A sárospataki Hg és a rudabányácskai Au indikációk genetikája, folyadékzárvány vizsgálatok alapján.

Március 6. "Magyarországi nemesfém indikációk és észlelőhelyek" címmel közös ankét a Miskolci Egyetem Bányamérnöki Karával és a Miskolci Hermann Ottó Múzeummal.

A Szakosztály e rendezvénnel köszöntötte volt elnökét SZTRÓKAY Kálmán professzort közelgő 85. születésnapja alkalmából. – Miskolc.

SZÉKYNÉ FUX Vilma: megnyitó

FÖLDESSY János: Nemesfémércek kutatásában és kitermelésében rejlő gazdasági lehetőségek Magyarországon.

MOLNÁR Péter – GYURICZA György: Termésarany előfordulások a hazai folyóvízi üledékekben.

HORVÁTH István – ÓDOR László – FÜGEDI P. Ubul: Aranyindikációk a tokaji-hegységi geokémiai érc kutatásban.

MOLNÁR Ferenc: Tokaji-hegységi ércesedések és ércindikációk genetikája folyadék-zárvány vizsgálatok tükrében.

ZELENKÁ Tibor – HORVÁTH János: A telkibányai nemesfémércesedés teleptani viszonyai.

DÓDONY István – SZAKÁLL Sándor – KOVÁCS Árpád: Ezüst ásványok Telkibányáról.

SZAKÁLL Sándor – KOVÁCS Árpád: Ezüstásványok Rudabányáról.

GASZTONYI Éva – FÖLDESSY János: Recsk és környéke felszíni és felszínközeli nemesfém indikációi.

SZEBÉNYI Géza – GASZTONYI Éva – FÜGEDI P. Ubul – HOLLÓ Sándor: Recsk és környéke mélyszinti nemesfémindikációi.

FÖLDESSY János: Gyöngyösoroszi nemesfém potenciálja.

NAGY Béla: Börzsöny-hegységi nemesfém előfordulások.

DARIDÁNÉ TICHY Mária – HORVÁTH István – ÓDOR László: Arany indikációk a Velencei-hegységben.

SZÉKYNÉ FUX Vilma: zárzó

Április 13.: Közös előadás az Agyagásványtani Szakosztállyal.

BÁRDOSY György: Üledékes bauxitok geokémiai vizsgálata geometematikai módszerek felhasználásával.

BOGNÁR László – HATFALUDI József (Pro-Tech Kft.): A HIROX Co. (Japan) MICRO HI-SCOPE videomikroszkóp rendszere ásványtani alkalmazásának lehetőségeiről (mikroszkóp és videofilm bemutatás).

VICZIÁN István: Jellemző magyarországi agyagásvány-társulások európai elterjedése.

Április 27. Előadás

MITCHELL, A.H.G.: Epithermal and porphyric systems in some Neogene andesitic arcs.

A Nyugat-Pacifikus szigetív (Fülöp-szk.) vulkanizmusa és a hozzá kapcsolódó ércesedés (polimetallikus érc, andezites vulkanizmus, epitermás Au ércesedés)

Május 11. Előadás.

HORVÁTH Róbert: Nehézfém-hiányok és dúsulások a Duna-Tisza Köze talajában.
BRUKNERNÉ WEIN Alice: A tardi agyag és a pulai olajpala nyomelemei

IKRÉNYI Károly: Kőzettani és geokémiai célú elemanalitikai módszerek. Jelenlegi helyzet és további lehetőségek a MÁFI-ban.

Június 4. Közös előadói ülés az MTA Környezetgeokémiai Albizottságával

Prof. Mickey GUNTHER (University of Idaho): Zeolitok és azbesztek – elmélet és gyakorlat a mindennapi alkalmazás tükrében (angol nyelven).

A rostos zeolitok optikai elkülönítése, a mezolit probléma, mezolit-nátrolit összenövés. Valóban rákkeltők-e az azbesztek? És ha igen, mindegyik? – Egy új megközelítés.

November 9. Előadói ülés.

Dr. KISVARSÁNYI Géza (USA) professzor által az ifjú geológusoknak felajánlott elismerés átadása (KECSKEMÉTI Tibor elnök).

DUNKL István: A Keleti-Alpok kréta utáni hőttörténeti evolúciója a fissian track adatok alapján.

VARSÁNYI Zoltánné: Viz-kőzet kölcsönhatás modellezése.

Gazdaságföldtani Szakosztály

Január 28.

SOMOS László: Metál, mint új ásványi nyersanyag a Mecsek hegységben.

Geomatematikai és Számítástechnikai Szakosztály

Március 23. Előadói ülés.

SOMFAI Attila – ifj. SOMFAI Attila – SZALAY Árpád: A másodlagos szénhidrogén migráció 3D-os modellezése.

FÜGEDI Ubul – LELKES Péter: Bizonytalan geokémiai információk feldolgozására használt többdimenziós statisztikai módszerek előnyei és hátrányai recski lelőhely példáján.

Május 20. Előadói ülés.

KOVÁCS Illés: Geofizikai mérési eredmények geostatistikai feldolgozása a szénhidrogén-bányászatban.

KOVÁCS József: Sztohasztikus kapcsolatok vizsgálata és Arma-modell illesztési lehetőségei a József-hegyi forráscsoport példáján.

M.TÓTH Tivadar: Geológiai objektumok csoportosítása gráf elméleti megfontolással.

Mérnökgeológiai és Környezetföldtani Szakosztály

Január 13. Látogatás az ELGI Mátyás-hegyi Geofizikai Observatóriumában.

Szakmai vezető: VARGA Péter.

Február 17. "A Gellérthegyi Szent Imre Barlang (Szikla Kápolna) helyreállítási munkálatai" c. rendezvény, helyszíni bejárással.

SCHAUER Gyula: A gellérthegyi forrásbarlangok keletkezése és kora.

VALÓCZI György: A helyreállítási munkák mérnökgeológiai vonatkozásai.

Március 17. A volt szovjet laktanyák környezeti kárfelmérése és elhárítása c. témakörben előadói ülés és helyszíni bemutató.

társrendezők: Magyar Hidrológiai Társaság Hidrogeológiai és Balneotechnikai Szakosztálya, Vízkémiai és Víztechnológiai Szakosztálya, Vízellátási Szakosztálya és Környezetvédelmi Bizottsága.

PATAKI Nándor: elnöki megnyitó SZABÓ Gábor helyettes államtitkár: Környezeti kárfelmérés és kárelhárítás gazdaságpolitikai vonatkozásai.

ENDRÉDI István főigazgató (KGI): A kárfelmérés és a kárelhárítás általános ismertetése. STEFÁN István: A tóköli volt szovjet laktanya környezeti állapot felmérése, kockázat elemzése.

NAGY László – GRONIEVSKY Tamás: A tóköli repülőter CH-szennyezés felszámolásának tervezése (felkért hozzászóló VERRASZTÓ Zoltán igazgató, KÖDU KF).

BERNÁTH Zoltán: A szombathelyi laktanya CH-szennyezésének felmérése – a kárelhárítás tervezése (felkért hozzászóló VÉNYIGEI Ferenc igazgató NYUDU KF).

SAJGÓ Zsolt igazgató (KGI KMI): A sármel-leki repülőtér környezetszennyezési vizsgálata (felkért hozzászóló WENDERITS János NYUDU KF, GÖNCÖL Jánosné FTV). KUMÁNOVICS György (KÖVIZIG) – LIPTAI Edit (KGI KMI) – SÁRKÓZI János (KGI KMI): Az emberi tevékenység hatása a felszíni és felszínalatti vizekre, figyelemmel a volt szovjet laktanyák felmérési tapasztalataira.

BODORNÉ HARMAT Ágnes (FTV): A talaj és talajvíz szénhidrogén, nehézfém és fekália szennyezésének vizsgálati tapasztalatai.

MILE Gábor (MÉLYÉPTERV) – LICHTENSTEIN József (Növény és Talajvédelmi Szolgálat – Veszprém): Környezetszennyezés vizsgálata a közép-dunántúli karsztos területeken lévő átadott szovjet laktanyák térségében.

SCHAREK Péter (MÁFI): A Magyar Állami Földtani Intézet áttekintő környezetföldtani kutatásai.

MAGYAR Balázs (ELGI): A szovjet laktanyák környezetvédelmi felmérésének tapasztalatai.

GRESCHIK Gyula: Elnöki zárásó Helyszíni kárfelmérési és elhárítási bemutatót tartanak a GEOHIDROTERV Kft. munkatársai a tököli volt szovjet laktanya területén.

Április 27. Látogatás a Visontai bányában.

SZOKOLAI György: Földtani viszonyok.

MOLNÁR Imre: Jövesztés technológiája.

KAKAS József: Rekultiváció, mezőgazdasági hasznosítás.

Május 24–28. Mérnökgeológiai szakmai terepbejárás Ausztriában az IAEG Magyar Nemzeti Bizottságával közös rendezésben.

kirándulásvezető: VITALIS György.

Június 15. Előadások.

BEDÓ Gabriella: A Budai-hegység környezetföldtani problémái.

FEKETE István: Csepel-sziget komplex mérnökgeológiai-földtani értékelése.

MOLNÁR Péter – FEKETE István: Durva törmelék üledékek vizsgálatainak mód-

szertani kérdései, dunamenti típusterületek alapján.

RAINCSÁKNÉ KOSÁRY Zsuzsa: A MÁFI országos mérnökgeológiai adattára.

Szeptember 28. Kihelyezett előadások és helyszíni bemutató a Miskolc-tapolcai Barlangfürdő folyamatban lévő mérnökgeológiai munkálatainak bemutatásával, az alábbi programmal:

GRESCHIK Gyula: elnöki megnyitó

SZLABÓCZKY Pál: A hévízes karsztrendszer kialakulása, mérnökgeológiai jellemzése.

ZSUFFA András: A fürdőfejlesztés építészeti javaslata.

PONYI Imre: A feltárt új vágatrendszer kőzetmechanikai bemutatása.

CZAKÓ László – HEGEDŐS Ferenc: Kivitelezési tapasztalatok, érdekességek.

Október 26. Előadások.

JÓZSA Gábor – RAINCSÁK György: A hatásvizsgálati kutatás célja, módszerei.

EGERER Frigyes – GYARMATI György – BADINSZKY Péter: Beszámoló a kutatási program keretében 1991–92-ben végzett munkákról.

HORVÁTH Attila: A meddőhányók számítógépes adatbázisának ismertetése.

November 4. Geoarcheológiai Ankét "Kőeszközök, építőanyagok vizsgálata" címmel közös rendezésben a Régészeti, és a Néprajzi Társulattal.

KERTÉSZ Pál: bevezető

SIMÁN Katalin: Felső-paleolit kitermelőhely és műhely (Arka-Korlát), előadás, Nyílhegy készítő műhely a Las Millaresi erődéből c. videoval.

BÁCSKAY Erzsébet: Az őskori kovabányászat kutatásának eredményei Magyarországon, a Le Venta-i kovabánya c. videoval.

BÍRÓ Katalin: Őskori kőeszközök nyersanyag-vizsgálata.

Brian ADAMS: EDGE-wear analysis: method and applications (használati kapásnyom vizsgálat: a módszer és alkalmazása) Video: Lándzsa a kőben.

GÁLOS Miklós: Függőfolyosók teherhordó kőszerkezeteinek vizsgálata Székesfehérvár történelmi belvárosában.

SZÓNOKY Miklós – LUKÁCS Zsuzsanna – HADNAGY Árpád – VIZI István: A Szeged-alsóvárosi templom és kolostor középkori terméskő faragványainak kőzettani vizsgálata és származása.

RÓZSA Péter: A tiszadobi régészeti terület kőanyagának vizsgálata.

JUHÁSZ András – SCHEUER Gyula – SZLABÓCZKY Pál: A diósgyőri vár építőköveinek származása és állékonyági vizsgálata.

BUZÁS Gergely: Kőfaragványok a középkori Visegrádon.

MAREK István: A Lapidarium Hungaricum kőzettani munkálatai.

HÁLA József: Kőbányászat és kőfaragás néprajzi kutatása Magyarországon, Video: Szikladal – gerecei kőbányászat, Faragassunk malomkövet – Sárospatak, botkőbánya.

December 14. Klubdélután

VITÁLIS György: Az 1992. évi ausztriai telepbejárás (diavetítés).

KASZAB Imre: A Mérnökgeológiai és Környezetföldtani Szakosztály Ausztriában (videofilm).

Őslénytani–Rétegtani Szakosztály

Január 20.

LESS György: Kisgyőr környékének felső-eocén nagyforaminiferái: biometria és populációs statisztika.

DETRE Csaba: A Bükk hegység perm Bellerophontidái.

DETRE Csaba: Bükki perm Scaphopodák.

Március 9. beszámoló ülés "A dunántúli középhegységi eocén barnakőszén-telepek képződésének ökoszférai rekonstrukciója" c. OTKA témáról.

KECSKEMÉTI Tibor: A téma célkitűzése, feladatvázlata, módszere.

BERNHARDT Barna: Szedimentológiai és rétegtani rekonstrukció.

VÖRÖS Attila: Szedimentológiai adatok az ÉK-dunántúli középső-eocén képződmények ősföldrajzi értékeléséhez.

KEDVES Miklós: Déli-bakonyi növényi eredetű mikrofoszsziliák vizsgálata

PÁLFY József: Recens és fosszilis mangrove vegetációk áttekintése és lehetséges szerepük a dunántúli eocénben.

BÁLDINÉ BEKE Mária: Rétegtani és ökoszférai vizsgálatok az ÉK-bakonyi és Vértesséki peremi mélyfúrások nannoplankton flórája

HORVÁTHNÉ KOLLÁNYI Katalin: Kis-foraminiferák ökoszférai szerepe az ÉK-Bakony eocén képződményeiben.

KECSKEMÉTI Tibor: Nagy-foraminiferák ökoszférai szerepe az ÉK-Bakony eocén képződményeiben.

MONOSTORI Miklós: Ostracoda együttesek a Dunántúli-középhegység eocénjében.

KECSKEMÉTI Tibor: Kísérlet egy szintézisre.

Április 13. Beszámoló ülés Magyarország nagyszerkezeti egységeinek ősföldrajzi kapcsolatai mezozoos faunának paleobiogeográfiai elemzése alapján" c. OTKA kutatási témáról.

VÖRÖS Attila: Bevezetés problémafelvetés.

PÁLFY József: Auszusi (középső-triász) brachiopoda paleobiogeográfia az alp-kárpáti térségben.

VÖRÖS Attila: Középső-triász (felső-anisusi) ammonoidea paleobiogeográfia az alp-kárpáti régióban.

MONOSTORI Miklós: Előzetes értékelés a Mecsek hegységi pleinsbachi ostracoda faunának ősföldrajzi rokonságáról.

SZENTE István: Alsó- és középső-jura bivalviák paleobiogeográfiai értékelése az alp-kárpáti régióban.

SZABÓ János: Liász és dogger gastropoda paleobiogeográfia az alp-kárpáti térségben.

VÖRÖS Attila: Liász és dogger brachiopoda elterjedési adatok az alp-kárpáti régió ősföldrajzi értékeléséhez.

GALÁCZ András: Bath ammonoideák paleobiogeográfia értékelése az alp-kárpáti térségben és a stabil Európa területén.

FÓZYSZ István: Felső-jura ammonitesz paleobiogeográfia az alp-kárpáti régióban.

KÁZMÉR Miklós: Tithon Pygopidae ősföldrajz az alp-kárpáti régióban.

BUJTOR László: Valangini ammonoideák paleobiogeográfiai értékelése az alp-kárpáti és a mediterrán Tethys régióban.

Cs. SOMODY Ágnes: Bakonyi alsó-kréta brachiopodák paleobiogeográfiai kapcsolatai az alpi-kárpáti régióban.

BUJTOR László: Felső-albai ammonoideák paleobiogeográfiai értékelése az alpi-kárpáti és a mediterrán Tethys régióban.

VÖRÖS Attila: Összefoglaló értékelés: mezozoos paleobiogeográfiai változások és mikrolemez mozgások a nyugati Tethysben.

Június 19–20. Terepbejárás a Kelet-Mecsek jura és alsó-kréta képződményeinek megtekintésére.

November 16. A paleokommunitások fejlődése a geológiai változások tükrében magyarországi vizsgálatok alapján címmel előadói ankét.

GÉCZY Barnabás: Alsó-jura (doméri) ammonitesz kommunítások változásai Északnyugat-Európában és a mediterrán övben.

SZENTE István: Korai jura bentosz társulások a Mecsekből.

GALÁCS András: Középhegységi és mecsek hegységi bath ammoniteszes faunák összehasonlítása.

VÖRÖS Attila: A bakonyi jura brachiopoda kommunítások időbeli változása a geológiai változások tükrében.

GÖRÖG Ágnes: Orbitolina-félék megjelenése a magyarországi alsó- és középső-kréta képződményekben.

MONOSTORI Miklós: Mélyszubltorális-bathyalis ostracoda együttesek az albai emeletől az oligocén végéig.

KÁZMÉR Miklós – MONOSTORI Miklós – ZAGORSEK K.: Bentosz kommunítások fejlődése a felső-eocén budai lejtőn.

KECSKEMÉTI Tibor: Paleokommunitás vizsgálatok a Dunántúli-középhegység eocén jura-foraminiferáin.

HABLY Lilla: Szárazföldi növénytársulások változásai az egerien/kiscellien határán.

JÁNOSSY Dénes: A vegetáció és a madárfauna változásai a neogénben.

December 14. Előadókülés.

LESS György: Numerikus kormeghatározás (biogeokronometria) európai "Orthaphragminákkal".

SZABÓ János – Maria Alexandra CONTI – Stefano MONARI: Szicíliai jura gastropodák rendszertani jelentősége.

Tudománytörténeti Szakosztály

Április 21. Előadókülés.

DOBOS Irma: SÜMEGHY József élete és műve születése 100. évfordulóján.

SZÉKYNÉ FUX Vilma: SCHERF Emil emlékezete.

Május 25. Előadókülés.

HABLY Lilla: STAUB Móríc élete és műve születése 150. évfordulója alkalmából.

CsÍKY Gábor: POSEWITZ Tivadar emlékezete.

November 23. Előadókülés.

SZÉKYNÉ FUX Vilma – BALOGH Kálmán: PANTÓ Gábor élete és műve születése 75. évfordulóján.

PESTHY László: Emlékezés CSÉCSY NAGY Imrére ásványtan tárgyú könyvének megjelenése 150. évfordulóján.

ZELENKA Tibor: Magyarországi állami földtani–geofizikai kutatások története (1868–1949).

December 21. Előadókülés.

CsÍKY Gábor: Beszámoló és megemlékezések az 1992. évről.

HÁLA József: Bandat HORST, egy magyar geológus Ny-Új-Guineában, (Budapest, 1992) c. könyv bemutatása.

Alföldi Területi Szervezet

Február 11. MIHÁLTZ István emlékülés és emléktábla avatás – Szeged.

MOLNÁR Béla: MIHÁLTZ István szerepe a magyar földtanban.

SZÓNOKY Miklós: MIHÁLTZ István szemlélete az alföldi neogén és quarter-kutatásban (vitaindító előadás).

Felkért hozzászólók: MUCSI Mihály, Iványosi SZABÓ András, KROLOPP Endre.

Március 24. Előadóiülés Orosházán.

ZSÓRI Gyula: Adatok a széndioxid migrációjához a szarvasi kutatási területen.

CSICSELY György: Battonya–Pusztaföldvári gerinc Ny-i, Dny-i szárnyának földtana, és az újabb szénhidrogén-kutatási eredmények.

Április 28. A Magyar Hidrológiai Társaság Szegedi Területi Szervezetével közös előadóiülés.

MEGYERI Mihály: A geotermikus energia-termelés és a szénhidrogén-kutatás összekapcsolásában rejlő lehetőségek.

NAGY Zoltán – PAP Sándor: Nagynyomású forró víz (gőz) tároló Nagyszénás térségében.

TÁTRAY Barnabás – ÁRPÁSI Miklós: Geotermikus energiahasznosítás a Párizsi-medencében (egy tanulmányút tapasztalatai).

Szeptember 10–12. A Duna–Tisza Köze földtani problémái címmel terepbejárással egybekötött ankét, a Kiskunsági Nemzeti Parkkal közös rendezésben.

Szeptember 10.

Elnöki megnyitó (MOLNÁR Béla)

IVÁNYOSI SZABÓ András: A természettudományi kutatások új szakasza a KNP-ban.

GYARMATINÉ ZAKÓ Teréz – ZAKÓ Ferenc: A szénhidrogén-kutatás legújabb eredményei a Duna–Tisza Közén.

KUTI László: A Duna–Tisza Köze agrogeológiai mintaterületei.

FÉNYES József – KUTI László – MOLNÁR Béla: A KNP tőserdei területének természetvédelmi, földtani vizsgálata.

KOPEK Annamária: A Balaton vidék földtani, geológiai értékei.

MAJOROS Zsuzsanna: A földtani természetvédelem kérdései és helyzete a Bükk Nemzeti Parkban.

KÁRPÁT József: Környezeti hatásvizsgálatok a főváros barlangjaiban.

terepebejárás 11–12-én

Fülöpháza – a mozgó homokfelszínek állapotváltozásai,

Fülöpháza – a szikes tavak interdiszciplináris megközelítésben,

Peszéradacs – egy születő tájvédelmi körzet földtudományi értékei,

Apajpuszta – a Duna menti szikesek agrogeológiája,

Kunszentmiklós,

Nagyszállás – őshonos állattartás és túzokos élőhelyek kérdései,

Szabadszállás – Fülöpszállás – a Dunamenti szikes tavak limnogeológiája és hidrográfiai helyzete,

Orgovány – egy sajátos hátsági tájegyüttes üledéfföldtani, hidrogeológiai és felszínalaktani kérdései,

Kolontó – párhuzamok és különbségek az orgoványi területével,

Bugac – a bugaci térség természeti állapota,

a terepbejárást vezette: MOLNÁR Béla és IVÁNYOSI SZABÓ András.

Október 27. Előadóiülés – Szeged.

SZABÓ Pál egyetemi tanár (Dortmund): a természetes építőkövek és vályogfélék műemlékvédelme.

MOLNÁR Béla: A duna–tisza közti tavi karbonátok stabil izotopvizsgálata.

Budapesti Területi Szervezet

Március 31. Előadóiülés – Budapest.

GALÁCS András – GÉCZY Barnabás – SZENTE István: A mecseki felső-liász rétegtani vizsgálata.

Április 25. Szakmai kirándulás Csöbvárra

vezetők: ORAVECZ János, CSONTOS László. Budapest–Csöbvár (Várhegy) – Kecskévölgy – Nézsza – Keszegi bánya – Budapest.

Május 9. *Előadóiülés – Budapest.*

MAGYARI Árpád: Késő eocén szinszediment eltolódás a János-hegy Tündér-sziklák szelvényében.

FODOR László: Késő paleogén jobbos eltolódás a Csillag-hegyen és kapcsolatai a Budai-hegység tektonikájához.

GYÓRFI István: A Pannon-medence egyszerű nyírásos modellje.

Dél-dunántúli Területi Szervezet.

Február 25. *Előadóiülés Pécsen a Magyar Hidrológiai Társaság és a Magyar Karszt és Barlangkutató Társasággal közösen.*

ESZÉKI Ottó – KRAFT János – MOLNÁR István – NAVRATIL Géza – RÓNAKI László: A mecseki források mennyiségi, minőségi viszonyai, ezek változása. Az elkészült új Forráskataszter bemutatása.

Március 10. *Előadóiülés – Pécs.*

TORMÁSI István – ZARÁND Csaba: Beszámoló az őrségi terület szénhidrogén-kutatói eredményeiről.

KONRÁD Gyula: Beszámoló a működő Et-nán tett tanulmányútról.

Március 24. *Előadóiülés Pécsen a Magyar Hidrológiai Társaság és a Magyar Karszt és Barlangkutató Társasággal közösen.*

Baranya-megye vízgazdálkodási, környezetvédelmi és természetvédelmi koncepciója címmel.

Április 7. *Előadóiülés – Pécs.*

PAPP Péter: Vázlat a Balaton környékének két térképezéséről.

CHIKÁN Géza: A megújult regionális földtani kutatás, az átalakítás tapasztalatai.

Május 19. *Ankét Pécsen, a Magyar Hidrológiai Társasággal közösen, az Uránbányászat környezeti hatásai, a rekultiváció jelenlegi helyzete és feladatai címmel.*

Levezető elnökök: ÉRDI-KRAUSZ Gábor, BENKOVICS István.

Előadók: BÁRÁNY Imre, KOCH László, MAJOROS György, VADOS István.

Május 26. *Előadóiülés – Pécs.*

NÉMETH Gusztáv: A korszerű szakmai gondolkodásmód és a korrekt szakmai együttműködés jelentősége a fluidum kutatásban.

NÉMETH Gusztáv: A közép-dunántúli öv szerkezeti stílusának alapvonásai.

Szeptember 28. *Előadóiülés – Pécs.*

KÓKAY András et. al: Paks környékének földrengésbiztonsági és neotektonikai vizsgálata.

BARABÁS András – MÁTÉ Zoltán: A Horváthertelend-1. fúrás neogén alatti képződményei.

Szeptember 22. *Előadóiülés – Pécs.*

BARABÁS András – CSICSÁK József: A Ny-mecseki miocén kutatásának eredményei. HAMOR Gábor: Negyedidőszaki mozgások jellemzése a Ny-Mecsek Sás-völgyben, teraszüledékek felszíni elterjedése alapján.

Október 20. *Ankét – Pécs.*

A Magyar Geofizikusok Egyesületével közös rendezésben, a Mecsek hegység neotektonikai viszonyai, különös tekintettel a földrengésekre címmel

Október 27. *Előadóiülés – Pécs.*

NAGY Elemér – NEMESI László: A magyar-mecseki karbonösszet.

NÉMETH Gusztáv: A Pannóniai-medence helye a globális medence osztályozási rendszerben és ennek jelentősége a szénhidrogén-potenciál, valamint a kutatási kockázat reális megítélésében.

BOKOR Csaba: Dél-dunántúli paleogén.

November 10. *Előadóiülés – Pécs.*

HAMOS Gábor: A Bodai Aleurolit Formáció a fúrásos kutatás tükrében.

CSICSÁK József: A Nyugat-Mecsek rétegvizei nyomelem vizsgálata.

MÁTÉ Zoltán: A Balatonmária-II. sz. fúrás anyagának ásvány-kőzettani vizsgálata.

November 17. *Előadóiülés – Pécs.*

BARABÁS András – MÁTÉ Zoltán: A Horváthertelend-I. fúrás neogén alatti képződményei.

BARABÁS András – VÁRHEGYI András: Délkelet-Dunántúl hálózatos földtani kutatásának eredményei.

BARANYI István – KASSAI Miklós: A kiégett atomerőművi fűtőelemek elhelyezésének egy lehetséges földtani megoldása

December 8. *Előadóiülés – Pécs.*

KASSAI Miklós: Természeti (geológiai) környezetpotenciál térképezés alapvonalai. KÓKAY András et. al.: A belső-somogyi (komplex) földtani térképezés eredményei.

December 15. *Klubnap – Pécs.*

Észak-magyarországi Területi Szervezet

Január 30.

VARRÓ Tibor: Beszámoló az 1991. évi társulati munkáról, az 1992. évi munkaterv ismertetése.

PENTELENYI László – RADÓCZ Gyula: Dél-amerikai élménybeszámoló (Peru, Chile, Argentína, Brazília)

Február 27. *Előadóiülés – Miskolc.*

BERNÁTH Marietta – TÓTH Róbert: Bükki karsztforrások hidrológiai vizsgálata.

TÖRÖNÉ BARTHA Mária: Miocén rétegvíz-tartók vizsgálata a Kelet-Borsodi-medencében.

KOVÁCS Zsolt: Törmelékes üledékrétegsor vizsgálata a Létrási Vizesbarlang vizes ágában.

Március 26. *Előadóiülés fiatal előadókkal – Miskolc.*

KISS Gábor: Felszíni hulladék-elhelyezés tervezése.

NÉMETH Ernő: Felszíni hulladék-elhelyezés geotechnikai problémái.

SZÉLES Andrea: Az Által-ér hatása a Tatai-tó vízháztartására.

Április 30. *Előadóiülés – Miskolc.*

SZEPESY András – SCHILLING Erika: Az 1991. évi külféltés előkutatások eredményei. Felkért hozzászólók RADÓCZ Gyula, PARTÉNYI Zoltán.

Május 27. *Előadóiülés a Borsodi Műszaki Hetekhez kapcsolódóan – Miskolc.*

PRAKALVI Péter: A Rudabányai veszélyes hulladékégetőmű maradék anyagai elhelyezésének földtani megalapozása.

LONSTÁK László: Hulladéklerakásból származó szennyeződések terjedése és befolyásoló tényezői.

SZEPESY András – SCHILLING Erika: A BORSODCHEM Rt. területén lévő higany-szennyeződés földtani környezete.

SZLABÓCZKY Pál: Nagyvolumenű szemétklerakók létesítésének környezetföldtani igényei.

Szeptember 24. *Tanulmányút.*

Rudabánya – Szendrő – Rakaca környékének mezo- és paleozoos alapszelvényeinek bemutatása.

vezető: LESS György.

Október 29. *Előadóiülés – Miskolc.*

NÉMEDI-VARGA Zoltán: A magyarországi paleozoikum kőszenes, antracitos, grafitos előfordulásainak kutatási lehetőségei.

BOHN Péterné – BRUCKNERNÉ WEIN Alice – FÖLDVÁRI Mária – HÁMORNÉ VIDÓ Mária – LAZÁRNÉ SZEGŐ Éva – NAGY Lászlóné – OROSZNÉ HAJÓS Márta – PARTÉNYI Zoltán – PARTÉNYI Zoltánné – RADÓCZ Gyula – RAVASZ Csabáné – RÁKOSI László – SALLAY Mária – SZUROMINÉ KORECZ Andrea – VARGANÉ BARNA Zsuzsanna – VICZIÁN István – VIG Antalné: A borsodi barnakőszén-telepek sokoldalú vizsgálata és láprekonstrukciója (poszter bemutatóval).

November 26. *Előadóiülés – Miskolc.*

JUHÁSZ András: A Cserehát gazdaságföldtani bemutatása.

HEGEDŰS Károly: A Borsodi Szénbányák gazdaságföldtani problémái 1992-ben.

December 10. *Klubnap – Miskolc.*

HEGEDŰS Károly: Vetítettképes élménybeszámoló: Andaluzia, Kuba, Mexikó, Peru.

Közép- és Észak-dunántúli Területi Szervezet

Március 26. Elnök és titkár választó Közgyűlés – Veszprém.

JUHÁSZ Ágoston: A Bakony vidék geomorfológiai, geoökológiai kutatási eredményei

Április 9. Beszámoló ülés – Veszprém.

Intézmények: Magyar Állami Földtani Intézet, Eötvös Loránd Geofizikai Kutató Intézet, Bakonyi Bauxitbánya Kft., Geoprospekt Kft., Tatabányai Bányák Vállalat, Veszprémi Szénbányák, KTM Országos Természetvédelmi Hivatal – KDT Környezetvédelmi Felügyelőség.

SCHAREK Péter: Számítógépes térképszerkesztés alkalmazása a Kisalföld térképezésénél.

IVANCSICS Jenő – KNEIFEL Ferenc: A MÁFI földtani szolgálatainak tevékenysége.

REZESSY Géza: Az ELGI elmúlt évi közép- és észak-dunántúli kutatásainak áttekintése.

PRÓNAI Zsolt – KÓKAY András – PATTANYTÓ Miklós: A Paks környékén végzett radar mérések tapasztalatai.

FEJES Imre – MAGYAR Balázs – STICKEK János: Új típusú komplex vizsgálatok eredményei a környezetvédelemben és a mérnök-geofizikában.

BERECZKI Csaba – GOMBÁR László – PÁPA Antal: 3-D szeizmikus mérések lehetőségei a szén-kutatásban.

RÁNER Géza – REDLERNÉ TÁTRAI Mariann – VARGA Géza: A Dunántúli-középhegységben és ÉNy-i előterében mért alapszelvények eredményei.

PATAKI Attila: A bauxitbányászat bányaföldtani és vízföldtani viszonyainak alakulása 1991-ben.

SZÓTS András: Az 1991. évi bauxitkutatások főbb földtani eredményei.

JÁKI Rezső: Beszámoló a Tatabányai Bányák Vállalat földtani, vízföldtani kutatásairól valamint vízvédelmi tevékenységéről.

SZILÁGYI Tibor – MAKRAI László: A Veszprémi Szénbányák 1991. évi földtani kutatásai a Földtani Kutató és Fúró Kft. kivillezésében.

BIHARI György: A természetvédelem helye és szerepe a földtanban.

TOMPA László: Geológusok a környezetvédelemben.

Október 1. Vitaülés az úrkuti mangánércutatás új eredményeiről a mangánérc felfedezésének 75. évfordulója alkalmából – Veszprém.

CSEH NÉMETH József: Az úrkuti mangánérc kutatásának története.

Szabó Zoltán: A jura időszak földtani és tektonikai viszonyai Úrkut környékén.

POLGÁRI Márta: A karbonátos mangánérc új képződési modellje a fekete pala képződés és a diagenetikus folyamatok tükrében.

PANTÓ György: A ritkaföldfém eloszlás sajátosságai az úrkuti mangánércben.

JUHÁSZ Miklós: Úrkut-III. akna karbonátos teleszervény palynológiai vizsgálata.

MINDSZENTY Andrea – GALÁCZ András: Adatok az úrkuti mangánérc szedimentológiájához.

BALOGH Kadosa: Az úrkuti karbonátos és oxidos mangánérc K/Ar kora.

MINDSZENTY Andrea: Szuperonádott mállási események az úrkuti mangánérc telepben.

MOLNÁR Árpádné: Matematikai statisztika alkalmazási lehetősége a úrkuti mangánérc előfordulás területén.

December 3. Előadóülés – Veszprém.

MÁTÉFI Tibor – LUDAS Ferencné – BÖRÖCZKY Tamás: A csabpusztai bauxitelőfordulás Ény-i részének szerkezeti viszonyai.

JÁKI Rezső: Tatabányai bányabezárásokkal kapcsolatos vízfelengedések környezetvédelmi tapasztalatai

KNEIFEL Ferenc: A földtani szolgálatok jövője, feladatköre.

A Magyarhoni Földtani Társulat 1993. január–december havi ülészakán elhangzott előadások

Központi rendezvények

Március 17. 138. Rendes Közgyűlés - helye: MÁFI

Elnöki megnyitó: KECSKEMÉTI Tibor
Megemlékezések 1992. évben elhunyt tiszteleti tagjainkról:

SZTRÓKAY Kálmán Tiszteleti Tagról megemlékezik NEMECZ Ernő,
Jan SENES (Szlovákia) Tiszteleti Tagról megemlékezik HALMAI János

SEMSEY Andor Ifjúsági Emlékérem pályázat értékelése.

Az érmet kapta: DULAI Alfréd, "The Lower Sinemurian (Jurassic) brachiopod fauna of the Lókút Hill (Bakony Mts.) Preliminary results" és "The Early Sinemurian (Jurassic) brachiopod fauna of the Lókút Hill (Bakony Mts., Hungary) című cikkeiért. Pénzjutalomban részesült GÖRÖG Ágnes, "Sarmatian foraminifera of the Zsámbék basin, Hungary" c. cikkéért.

KRIVÁN Pál Alapítványi Emlékérem átadása, az Első Előadói Ankét hallgatói kategóriában első díjat elnyert GERMÁN Judit részére. (Lásd. részletesebben, jelen kötetben, a Központi rendezvényeknél, 1992. április 28.)

FÖLDESSY János: Vállalkozások a geológiában

Az Ellenőrző Bizottság jelentése – GÁLOS Miklós, KASSAI Miklós

A Gazdasági Bizottság jelentése – BREZSNYÁNSZKY Károly

Főtítkári jelentés – HALMAI János

Március 29. Vendég előadó.

RÓNASZÉKI János (Ausztrália): A nyugat-ausztráliai Mt. Whaleback vasércbánya szerkezetföldtana, a szerkezet hatása a vasércképződésre és a bányafal stabilitására.

Június 25–26. V. Földtani Természetvédelmi Napok, Nyugat-Mecsek – Pécs

Rendezők: KTM Országos Természetvédelmi Hivatal és a Dél-Dunántúli Természetvédelmi Igazgatóság
Társszervezők: Baranya Megyei Pedagógiai Intézet, KTM Oktatási Osztály, Magyarhoni Földtani Társulat, MÁFI Dél-Dunántúli Földtani Szolgálat, Mecseki Erdő-és Fafeldolgozó Gazdaság

Június 25. – terepbejárás: Kővágószőlős, Cserkút, Patacs, Remete-hegy, Dömörkapu, Pécs TV torony.

Június 26. Előadássorozat "Földtani természetvédelem az oktatásban" címmel

Szeptember 19–26. MAEGS-8. (Meeting Association of European Geological Societies -8.), Az Európai Földtani Társulatok Szövetségének 8. Találkozója. Részletes ismertetést lásd: DUDICH E. Földtani Közöny 125/3-4, 453–461 (1995) Budapest.

Október 13–14. Nemzetközi tudományos konferencia NOPCSA Ferenc és Albánia címmel. Albániába érkezésének 90. és halálának 60. évfordulója alkalmából.

A Magyar Köztársaság és az Albán Köztársaság Kormánya közötti tudományos, oktatási és együttműködési munkaterv keretében a Magyar Állami Földtani Intézet és az Albán Földtani Kutató Intézet rendezésében, a Magyar Tudományos Akadémia, a Magyar Természettudományi Múzeum, a Magyarhoni Földtani Társulat és az Osztrák Földtani Intézet közreműködésével.

október 13.

Ünnepélyes megnyitó, a megjelentek köszöntése

Luftulla PEZA: Észak-Albánia földtani ismeretessége NOPCSA Ferenc kutatásai előtt és a NOPCSA-nak köszönhető szint

Abedin XHOMO – CSÁSZÁR Géza – Luftulla PEZA – Agin PIRDENI: NOPCSA Ferenc, Észak-Albánia (Albán Alpok és Cukali Zóna) szerkezetföldtani kutatásának úttörője Shygyri ALIAJ – Defrim SHKUPI: NOPCSA Ferenc koncepciója Albánia tektonikájáról ALAUDIN Kodra – KADRI Gjat – FIQIRI Bakalli: NOPCSA Ferenc hozzájárulása az albániai Mirdita Zóna magmatizmusának és szerkezetének megismeréséhez

DOBOS Irma: NOPCSA Ferenc vízföldtani kutatásai Albániában

KECSKEMÉTI Tibor: NOPCSA Ferenc által gyűjtött Nummulitesek a Magyar Természettudományi Múzeumban

Gjovalin GRUDA: NOPCSA Ferenc kutatásainak történeti és aktuális értéke Albánia földrajzát illetően

NEMERKÉNYI Antal: NOPCSA Ferenc albániai földrajzi kutatásai mai szemmel

október 14.

Meritan CEKA: NOPCSA Ferenc régészeti eredményei Albániában

T. DOBOSI Viola: NOPCSA Ferenc és az albániai régészet

Mark TIRTA: Az albánok etnokulturális jellemzői NOPCSA Ferenc kutatásai szerint

GUNDA Béla: NOPCSA Ferenc és az albán néprajz

KORDOS László: NOPCSA Ferenc munkáinak idézettségi mutatója a szakirodalomban

VECSERNYÉS György: Magyar geológusok az albániai bauxit kutatásban

KATONA Imre: Törzsi maradványok táji és etnikai-vallási csoportok Albániában

FERENCZ Károly: Kutatásaim Albániában NOPCSA Ferenc nyomdokain

(Részletes ismertetés: DUDICH Endre, Földtani Közlöny 125/1–2. pp. 191–192.)

November 17. *Baráti beszélgetés a Magyarhoni Földtani Társulat jövőjéről. A beszélgetést a Társulat Elnöksége kezdeményezte az alábbi kérdéscsoportokkal.*

Van-e, és milyen a jövője a Magyarhoni Földtani Társulatnak?

Van-e ötlete a Magyarhoni Földtani Társulat életének felfrissítésére?

Hogyan tovább a megváltozott körülmények között?

Fenntartható-e a társulati élet a jelenlegi formájában?

Földtani Közlöny, tematikus lapok, programfüzet, előadóiulések, látogatottság?

Tudnak-e önállóan működni a területi szervezetek?

Tudnak-e önállóan működni a szakosztályok?

Van-e remény anyagi támogatást kapni?

Hogyan növelhetnénk bevételeinket?

Csak pénz kérdése a jó társulati élet?

Bevonhatók-e a fiatalok a társulati életbe?

Létezik még megbecsült "társadalmi munka"?

Agyagásványtani Szakosztály

Május 10. *Előadóiülés.*

VICZIÁN István – HÁMOR Tamásné: Agyagásvány diagenezis és vitrint reflexió korrelációjának vizsgálata.

Általános Földtani Szakosztály

Január 18. *Előadóiülés.*

DOSZTÁLY Lajos – JÓZSA Sándor: A recski Darnó-hegy mezozoos képződményeinek geokronológiai értékelése a radioláriák és K/Ar koradatok alapján.

HAAS János: Ciklusos karbonátok az Apalache paleozoikumában.

Február 15. *Közös előadóiülés az Őslénytani-Rétegtani Szakosztállyal.*

DON György – KÖRPÁSNÉ HÓDI Margit – SCHAREK Péter: A Kisalföldi-medence kutatásának újabb eredményei.

HAAS János: A Tata-5. sz. fúrás feldolgozásának legújabb eredményei

JANOSSY Dénes: A madárvilág fejlődése a krétában és eocénben.

DETRE Csaba: Bükk hegységi karbon és perm Gastropodás biofaciések és bükki permokarbon szindróma.

Március 16. Közös előadkozás a Mértökgeológiai és Környezetföldtani Szakosztállal.

JUHÁSZ Györgyi: A Tiszántúl középső része pannoniái s.l. képződményeinek földtani modellje.

CSILLAG Gábor – BUDAI Tamás – GYALOG László – KOLOSZÁR László: Újabb adatok a Keszthelyi-hegység felső-triász képződményeinek földtanához.

VARGA Péter – VARGA Tatjana: A Föld rugalmas deformációinak megfigyelése és lehetséges összefüggésük a felszínalatti vízzel.

Április 19. Közös előadkozás a Budapesti Területi Szervezettel.

NAGY Elemér: Beszámoló a osztrák-szlovák-magyar Duna-menti együttműködésről.

BUDAI Tamás – VÖRÖS Attila – LELKES György – PIROS Olga: A Balaton-felvidék fejlődéstörténete a középső-triászban.

DUNKL István – BALOGH Kadosa – CSONTOS László – ÁRKAI Péter – NAGY Géza: A termikus történetek elemzése a hasadvány nyom módszer segítségével, a Bükk kréta utáni kiemelkedésének datálása.

SZTANÓ Orsolya: A pétérvásárai homokkő ősföldrajzi kapcsolatai.

Szeptember 20. Előadkozás.

SZENTES Izabella: A közephegységi jura mészkövek vízföldtani jellemzése.

SZABÓ Imre: Az észak-bükki paleozoos antiklináris földtani kutatásának eredményei. I.: Földtani tektonikai viszonyok.

November 15. Előadkozás.

SZABÓ Imre: Az észak-bükki paleozoos antiklináris földtani kutatásának eredményei. II.: Ásványtani-geokémiai eredmények.

December 20. Előadkozás.

BADA Gábor – DUDKÓ Antonyina – FODOR László – MAROS Gyula: A Gerecse hegység földtani viszonyai. I. A paleofeszültségtér

változása a mezozoikumban és a terciérben.

Ásványtani Geokémiai Szakosztály:

Február 9. Közös emlékezés a Tudománytörténeti Szakosztállal BORN Ignác születésének 250. évfordulóján

NAGY Béla: BORN Ignác élete és munkássága.

PAPP Gábor – WEISZBURG Tamás: BORN Ignác jelentősége az ásványtanban.

Április 13. Előadkozás.

BOGNÁR László: A Hölzel-féle ásványtani adatbázis ismertetése.

DODONY István – PAPP Gábor – SZAKÁLL Sándor – WEISZBURG Tamás: Beszámoló a II. Mineralogy and Museums konferenciáról és a hozzá kapcsolódó IMA bizottsági ülésekről.

PAPP Gábor: Beszámoló nagy britanniai ösztöndíjas kutató munka tudományos eredményeiről.

Június 14. Előadkozás meghívott külföldi előadókkal

Fabian CALIN: Adalékok a Szebeni-havasok metamorfizmainak ásvány-közettanához, különös tekintettel a migmatitokra.

MATTAS, M. Ali: Tertiary and Quaternary volcanics of Yemen, their chemistry and evolution in relation to the rift development.

MOLNÁR Béla – Rainer BOTZ: Duna-Tisza közti tavi karbonátok geokémiai és stabilizotop vizsgálat.

DEMÉNY Attila – HARANGI Szabolcs: A mecseki alkáli bazaltos sorozatban képződött karbonát genetikájának stabilizotopos vizsgálat.

Október 11. Közös előadkozás az Agyagásványtani Szakosztállal.

DÓDONY István: Szerpentinitek mikroszerkezete.

POLGÁRI Márta – TÓTH Mária: Újabb adatok az úrkuti mangánércesedés agyagásvány karakteréhez.

November 16. *Előadóiülés.*

PÉCSKAY Zoltán: Az Avas–Gutin–Kelemen–Hargita vulkáni vonulat kronológiája a K/Ar koradatok tükrében.

Gazdaságtudományi Szakosztály

Május 19. *Előadóiülés.*

BÁRDOSY György: Nyersanyagtelep összehasonlító gazdasági értékelése szabadpiaci viszonyok között, a világ főbb bauxit-előfordulásainak példáján.

Geomatematikai és Számítástechnikai Szakosztály

Január 25. *Előadóiülés.*

FÜST Antal: A bányászati koncessziós tevékenység számítógépes háttere, USA tapasztalatok.

KOVÁCS Lajos: A 4. Nemzetközi Geostatistikai Konferencia tapasztalatai.

GEIGER János: Magyarországi pannon korú delta képződmények matematikai vizsgálata.

Március 22. *Előadóiülés.*

KOVÁCS József – LESTÁK Ferenc: Időbeli variogram vizsgálatok a tési-felszínalatti vízgyűjtő területén.

JORDÁN Győző: A tési-felszínalatti vízgyűjtő utánpótlási viszonyainak vizsgálata geomatematikai módszerekkel.

SZŐCS Andrea: A tési-felszínalatti vízgyűjtő hidrogeokémiai paramétereinek geostatistikai vizsgálata.

Április 5. *Előadóiülés.*

KOMLÓSI Zsoltné: A törmelékes tárolóestek térképezésének tapasztalatai.

TÖRÖK Józsefné: Fluidumok genetikájának és migrációs viszonyainak vizsgálata geomatematikai módszerekkel.

KISS Balázs: A porutér-szedimentológia numerikus megközelítése.

Május 12. *Előadóiülés.*

BÁRDOSY György – BÁRDOSY András – VIZY Béla: A nyirádi vízszintsüllyesztés értékelése geostatistikai módszerekkel.

VALKAI László – GYURICZA György: A SAGUS programrendszer és fáciáanalitikai alkalmazási lehetőségei.

SELLER Zsolt – FÖLDES Tamás: Korrelációs alapú 3D földtani modellezés és számítógépes megvalósítása.

Október 14–15. *IV. Geomatematikai Anket – Szeged.*

Társrendező: Alföldi Területi Szervezet, JATE TTK Természeti Földrajzi Tanszék
Támogatók: Magyar Geofizikusok Egyesülete Szénhidrogén Szakosztálya, a Szegedi Akadémiai Bizottság Földtudományi Szakosztálya, MOL Magyar Olaj- és Gázipari Rt.

További támogatók, akik kiállítással is résztvettek: PertoSoft Bt. – Szolnok, Zenon Kft. – Szeged, Logosz Bt. – Szeged, MOL Rt. Kutatási-Termelési Ágazat Információ Technológiai Főosztály – Szolnok

október 14.

A. szekció: Elnök: BÁRDOSY György
BÁRDOSY György – KOVÁCS Lajos: Kislőd öreg-hegyi bauxit-előfordulás geokémiai vizsgálata geomatematikai módszerekkel.
DIÓSZEGI Sándor: A szári és bakonyoszlopi bauxittelepek geostatistikai értékelése.

REMETE Lajos: Egy "expert system" geológiai valószínűségek becslésére.

GEIGER János – KOMLÓSI Zsoltné: Első lépések egy geomatematikai alapú integrált modellező rendszer felé a hazai törmelékes CH tárolókban.

UNGER Zoltán: Egy szénhidrogén mező telepeadatainak geostatistikai feldolgozása.
KISS Balázs: Szedimentációs és diagenetikus hatások a törmelékes kőzetek porutérben.

FÖLDES Tamás: Kulcsszelvény a CH kutatás lépték problémáinak megoldásához: a DIPLOG.

BODROGI Marilla – GULYÁS Ágnes – SÁRHIDAI Attila: Matematikai statisztikai eljárások alkalmazása a légi geofizikai mérések földtani értelmezésében.

KUTI László – MÜLLER Tamás: A tóserdei agrogeológiai mintaterület felszínközeli

üledékeinek elemzése a SAGUS program-csomaggal.

KURGYIS Péter – KISS Balázs: Digitalizált kőzetmag fotók információs rendszere.

B. szekció: Elnök: MEZŐSI Gábor

MEZŐSI Gábor: Kritikus környezeti adottságú felszínek Magyarországon.

BALOGH Imre: Környezeti információs rendszer és annak alkalmazása Szeged problémáján.

MUCSI László: Szélerózió és talajerózió becslésének lehetőségei távérzékeléssel.

DANKÓ Gyula – PUZDER Tamás – SZALAY Gergely: Térinformatikai analízis a környezetvédelemben.

Abbas AMIR: CH-kutatás előkészítést támogató GIS alkalmazások Microstation PC-re.

FARKAS István – SZENDRŐ Dénes: Geofizikai adatbázis kifejlesztése GIS rendszerben.

október 15.

A. szekció: Elnök: BÁRDOSSY György

KUTI László – TULLNER Tibor: A szarvasi mintaterület tápelemmértékének geomatematikai kiértékelése.

BRAUN Mihály – SZANYI János: Kémiai elemek viselkedésének vizsgálata lápokban félvariogramok segítségével.

BRAUN Mihály – SZÜCS László: Geokémiai vizsgálati módszerek statisztikai összehasonlítása.

CSEPREGI András: A Dunántúli-középhegység főkartszvíz-tárolójának hidraulikai és transzport modellezése.

SZÜCS Andrea: Felszínalatti vízgyűjtő rendszer hidrogeokémiai paramétereinek vizsgálata statisztikai és geostatistikai módszerekkel.

JORDÁN Győző: Kartszvíz rendszer hidrogeológiai vizsgálata és modellezése statisztikai módszerekkel.

B. szekció: Elnök: TURCZI Gábor

JANOSITZ János: Számítási modell karsztosodott kőzetekben végzett próbaszivattyúzások mérési adatainak értékeléséhez.

DANKÓ Gyula – PUZDER Tamás – SZALAY Gergely: Térinformatikai analízis a környezetvédelemben, vízbázisok védelme – GENAMAP térinformatikai rendszer alkalmazása.

MOLNÁR Gábor – SIMAR László – KÁROLY Csaba: HUGENESS az egységes osztott UNIX alapú kutatási térinformatikai rendszer.

TURCZI Gábor: Az INTEGRAPH moduláris térinformatikai rendszere alkalmazásának lehetőségei.

SCHAREK Péter – TULLNER Tibor: A Kisalföld földtani térképezésének térinformatikai adatbázisa.

RAINCSÁK Györgyné – SZEILER Rita: A budapesti mérnökgeológiai adatbázis és térinformatikai feldolgozása.

ANGYAL Jolán – SÍKHEGYI Ferenc: Magyarország lineamentum térképének térinformatikai kiértékelése.

Abbas AMIR – LOMNICZI Tibor – LAKATOS László: CH-kutatás előkészítést támogató GIS alkalmazások Microstation PC-re.

FARKAS István – SZENDRŐ Dénes: Geofizikai adatbázis kifejlesztése GIS rendszerben.

Poszterszekció: Elnök: KISS Balázsné FÖLDES Tamás – SELLER Zsolt: Lyukfal térképezés diplomaszervezés alapján.

FARKAS István – SZENDRŐ Dénes: Nemzeti Geofizikai Adatbázis.

KOVÁCSVÖLGYI Sándor: A MÁELGI gravitációs és földmágneses adatbázisa.

FÖLDES Tamás: Mélyfúrás információk integrált feldolgozása.

Workshop: Elnök GEIGER János.

Szakmai beszélgetés a geomatematika, geostatistika és a térinformatika eredményeinek hazai alkalmazási lehetőségeiről.

Mérnökgeológiai és Környezetföldtani Szakosztály

Február 22. Előadói ülés.

SZEILER Rita – TULLNER Tibor: A mérnökgeológiai térképezés eredményei a Kisalföldön.

SCHAREK Péter: Az osztrák-szlovák-magyar földtani együttműködés építésföldtani munkálatai.

Április 28. Geofizikai eszközök bemutatásával egybekötött előadóiülés.

MAGYAR Balázs et. al: Geofizikai eszközök alkalmazása a környezetföldtanban. bemutatott eszközök: mérnökgeofizikai szonda, földradar, vezetőképességmérő, GPS, agrogeofizikai szonda, vízszintmérő és CH-vastagságmérő, stb.

Július 19–24. Mérnökgeológiai tanulmányi kirándulás Szlovéniába.

túravezető: Vitális György

Október 25. Előadóiülés.

SCHAREK Péter et. al: A mérnökgeológia és a környezetföldtani az újonnan megalakuló Magyar Geológiai Szolgálatban. Tervek és megvalósulás.

November 22. Előadóiülés.

KERTÉSZ Pál – KLEB Béla et. al: Görögország mérnökgeológiai problémái az utóbbi hetek tanulmányútjai alapján.

December 14. Évzáró klubnap.

TAKÁCS József: Szlovéniai útbeszámoló (videofilm).

Őslénytani-Rétegtani Szakosztály

Február 1. "A mecsek hegységi bath vörös mészkő ősmaradványai és biosztratigráfiája" (Beszámoló ülés a Mecsek hegységi jura időszaki képződményekben előforduló fossziliák vizsgálata címmel 2294. sz. OTKA téma rész munkálatairól) a Budapesti Területi Szervezettel közösen.

GALÁ CZ András: Bevezető.

KÁZMÉR Miklós: A mecseki bath mészkő mikrofácies képe.

BARABÁS András: Mecseki bath radioláriák.

GÖRÖG Ágnes: Mecseki bath foraminiferák.

Andrzej PIĘSRA (Warsawa): Bathonian sponges from the Mecsek Mountains.

SENTE István: Mecseki bath kagylók.

GALÁ CZ András: A mecseki bath biosztratigráfiája ammoniteszek alapján.

Peter DOYLE (London): Belemnites from the Bathonian of the Mecsek Mountains.

MONOSTORI Miklós: Bath ostracoda fauna a Mecsek hegységéből.

VÖRÖS Attila: Mecseki bath brachiopodák.

Május 17. Emléklülés a Tudománytörténeti Szakosztállyal közösen NÖPCSA Ferenc halálának 60. évfordulója alkalmából.

KÖRÖS László: NÖPCSA Ferenc élete és életműve.

KÖRSÖS Zoltán: NÖPCSA a taxonomus.

NAGY István Zoltán: NÖPCSA a paleobiológus.

CSÁSZÁR Géza – KÖVÁCS Sándor: NÖPCSA a geológus.

December 13. Előadóiülés.

KÖNRÁD Gyula: Sztromatolit jellegű biostromák és biohermák a DK-dunántúli középső-triász misinai formáció csoportból (az ún. korallós és harántszakadós mészkövek újvizsgálatának eredményei).

GÖRÖG Ágnes: Alsó-jura plankton foraminiferák a Gerecse hegységéből.

KÖNRÁD Gyula: A mecseki triász időszaki korallók (KÖLÖSVÁRY 1955, 1958) újvizsgálatának eredménye (bejelentés).

VÖRÖS Attila – BUDAI Tamás – DOSZTÁLY Lajos: Az anisusi-ladini határ a Déli-Alpokban és a Balaton-felvidéken (beszámoló az IUGS Triász Rétegtani Albizottsága által rendezett terepi munkaértekezletről).

Tudománytörténeti Szakosztály

Április 26. Előadóiülés.

CsÍKY Gábor: KOCH Antal élete és műve születése 150. évfordulója alkalmából.

Május 24. Előadóiülés.

PÓKA Teréz: A Selmeci Bányászati Akadémia hatása az európai földtan fejlődésére.

November 29. Előadóiülés.

SZÉKYNÉ FUX Vilma: TÖRÖK Zoltán geológus professzor emlékezete születése centenáriuma alkalmából.

CsFKY Gábor: PRIMICS György (1849–1893.) élete és műve.

December 15. Évzáró ülés.

KECSKEMÉTI Tibor: HANTKEN Miksa életműve halála centenáriuma alkalmából.

CsFKY Gábor: Beszámoló és megemlékezések az 1993. évről.

Alföldi Területi Szervezet

Február 23. Előadóiülés – Klubnap – Szolnok

CsFKY Gábor: Fejezetek a kelet-magyarországi szénhidrogén-kutatás történetéből.

Március 9. Előadóiülés – Szeged.

VE TŐ István: Bakteriális földgáztelepek – magyarországi vonatkozások.

KONCZ István: A magyarországi bakteriális gáztelepek izotópos bizonyítékai.

TÖRÖK Józsefné: Szarvas és környékének gáz és fluidum genetikája.

Április 27. Előadóiülés – Szolnok.

TATÁR Andrásné: Pusztaföldvár – Battyányai gerinc délnyugati oldala kutatásának új földtani szelvényei.

BONCZ László – GAJDOS István: Gondolatok az alsó-pannóniai 6. homokkőcsoport földtani teleptani értelmezéséről.

Május 13–15. "Alföldi Napok" –

Debrecenben. Terepbejárással egybekötött ankét.

Társrendezők: Mérnökgeológiai és Környezetföldtani Szakosztály, Oktatási Bizottság, KLTE Ásvány és Földtani Tanészék, MÁFI Kelet-magyarországi Területi Földtani Szolgálat, DAB Paleoökológiai és Természetvédelmi Munkabizottság.

Május 13.

ÁRKAI Péter – FELVÁRI Györgyi – BALOGH Kadosa: Az alacsony fokú metamorfotik agyagásványainak K/Ar vizsgálata.

MÁTHÉ Zoltán – ÁRVÁNÉ SÓS Erzsébet: A Ny-mecseki neogén tufák ásványkőzettani vizsgálata és K/Ar radiometrikus kora.

MÁTHÉ Zoltán – MAJOROS György – JÓZSA Sándor – SZAKMÁNY György – ÁRVÁNÉ SÓS Erzsébet: A Balatonmária-1. sz. fúrás által harántolt bazalt ásvány-kőzettani vizsgálata és K/Ar kora.

JÓZSA Sándor – ÁRVÁNÉ SÓS Erzsébet: Az észak-magyarországi mezozoos bázisos magmás képződmények petrológiai és K/Ar módszerek geokronológiai értékelése.

HARANGI Szabolcs – ÁRVÁNÉ SÓS Erzsébet: A Mecsek hegység és környéke alsó-kréta vulkáni kőzeteinek komplex geológiai vizsgálata.

SZÉKYNÉ FUX Vilma: Latitos paleogén vulkanit a Nagy-Alföld déli szegélyéről.

BALOGH Kadosa: A Kárpát-medence szarmata utáni bazalt vulkanosságának újabb kronológiai eredményei.

MIKÓ Lajos: Hévízhasznosítási lehetőségek Kelet-Magyarország területén, különös tekintettel a nagymélység zónára.

SZŐÖR Gyula – BARTA István – HERTELENDI Ede – SÜMEGI Pál – SZANYI János: Quarter és neogén mollusca héjak kemitaxonomiai és paleoökológiai elemzése

SÜMEGI Pál: A tokaji Nagy-hegy pleisztocén korú képződményei.

KERTÉSZ Róbert – SÜMEGI Pál – BRAUN Mihály: Az ember és környezet a koraholcénben.

KOZÁK Miklós – PÉCSKAI Zoltán: Újabb adatok Sierra Maestra (Kuba) magmatitjainak korviszonyaihoz.

Május 14.

KOZÁK Miklós – RÓZSA Péter: Az Antillák ívének kéregfejlődése.

KOZÁK Miklós – RÓZSA Péter: Szerkezeti melange Kelet-Kubában.

BRAUN Mihály – SÜMEGI Pál – SZÜCS László – SZŐÖR Gyula – TÓTH Á.: Lápok limnológiai, geokémiai vizsgálata.

HERTELENDI Ede – VERES Mihály: Oxigénfeltárási eljárás és annak alkalmazási lehetőségei.

Szekcióülés a Mérnökgeológiai és Környezetföldtani Szakosztály és az Oktatási Bizottság rendezésében "Környezetföldtan a hazai felsőoktatásban" címmel.

GRESCHIK Gyula: Elnöki megnyitó

KLEB Béla: Környezetföldtani oktatás és kutatás a Budapesti Műszaki Egyetemen.
LÉNÁRT László: Környezetföldtani oktatás a Miskolci Egyetemen.

SZÓNOKY Miklós: Környezetföldtani oktatás a József Attila Tudományegyetemen.

KASZAB Imre: Földtan és környezetföldtan a főiskolai szintű tanárképzésben.

KOZÁK Miklós: A környezetföldtan oktatása a Kossuth Lajos Tudományegyetemen.
ORSOVAI Imre et. al: Környezetföldtani képzés az ELTE TTK Geológiai Tanszékcsoportján.

Az ankét folytatása Május 14-én délután: HÁMOR Tamás – HERTELENDI Ede: Szulfid és szulfát ásványok kénizotop-arány méreseinél levonható következtetések.

PAPP Lajos – MIKÓ Lajos: Környezetföldtani problémák az észak-tiszántúli régióban.

MAJOROS Zsuzsanna – KOZÁK Miklós – LÉNÁRT László – SÜMEGI Pál: A környezetföldtan szerepe és feladatai a természeti kincsek értékminősítésében.

SZANYI János: Monosbéli édesvízi mészkő terület rekultivációs terve.

Május 15. terepbejárás Debrecen keleti határán húzódó Erdőpusztára.

vezető: SÜMEGI Pál

November 18. Kerekasztal beszélgetés az alföldi pannoniai s.l. képződmények litosztratigráfiai és biosztratigráfiai beosztásainak összefüggéseiről felkért vitaindító előadókkal – Szolnok.

Vitavezető: PAP Sándor

December 2. Műszaki Nap Szent Borbála tiszteletére Szolnokon.

CsÍKY Gábor: Száz éves a magyarországi tudományos kőolajkutatás.

ÓNODI Tibor: Albánia egy olajmérnök szemével.

Methane–Master Kft. képviselője: A szénből nyerhető metán-kutatás eredményei.
CSATH Béla: Emlékezés Szent Borbálára.

Budapesti Területi Szervezet

Május 18. Közös előadóülés az Általános Földtani Szakosztálynál.

HORVÁTH János – ZELENKA Tibor: A borszönyi Király-rét környéki régi bányák új-ravizsgálata.

SZENTES Izabella: Bábolnai hévíz kútcsoport vizsgálata (bejelentés).

Június 7. Közös ankét az Oktatási Bizottsággal a készülő középiskolai földtani tankönyvről.

Dél-Dunántúli Területi Szervezet

Március 30. Előadóülés – Pécs.

KOCH László: Az uránércbánya bezárás hidrogeológiai problémái. Kettős depresszió kialakulásának elméleti és gyakorlati kérdései.

Április 27. Előadóülés – Pécs.

Az ELTE hallgatóinak beszámolója a mecseki terepgyakorlat eredményeiről. A pályázat eredményhirdetése.

Október 1. Előadóülés "A Mecsek hegység neotektonikai viszonyai, különös tekintettel a földrengésekre" címmel – Pécs.

DÖVÉNYI Péter – GERNER Péter – HORVÁTH Ferenc – KOVÁCS Péter: Magyarországi recens köztettesültségek.

GERNER Péter: Dunántúli völgyirányok neotektonikai vizsgálata.

KASSA Miklós – KASZÁS Ferenc: Adatok a mecsekalja-vonal ismeretéhez.

GAZSÓ Miklós – BORZA Tibor – FEJES Imre – BUBICS I.: A Mecsek–Villányi térség és tágabb környezetének recens mozgásvizsgálata geodéziai mérésekkel.

November 23. Előadóülés – Pécs.

KONRÁD Gyula: A Jakab-hegyi Homokkő Formáció települési viszonyai.

December 14. Klubdélután – Pécs.

BARABÁS András: Diavetítéses élménybe-számoló USA-beli tanulmányútról.

Észak-magyarországi Területi Szervezet

Március 12. *Az észak-magyarországi földtani kutatások újabb eredményei címmel előadóülés a XI. Nemzetközi Ásványfesztivál keretében – Miskolc*

Köszöntő: SOMOSVÁRI Zsolt a Bányamérnöki Kar dékánja.

JÓZSA Gábor: A hulladékelhelyezés környezetföldtani problémái Észak-Magyarországon.

EGERER Frigyes – NAMESANSZKY Károly – TÓTH György: Víz-kőzet kölcsönhatás és szennyezettségi vizsgálatok Észak-Magyarországon.

SZAKÁLL Sándor: Axinites ásványparagenézis a Bükk hegységéből.

HAJDÚNÉ MOLNÁR Katalin: A kvarc ásványok, mint az üledékföldtani kutatások segédeszközei.

PELIKÁN Pál: A Bükk hegység Ény-i részének földtani újratérképezése.

RADÓCZ Gyula: Az öskörnyezeti vizsgálatok jelentősége a földtani-teleptani értékelésben.

BOHN Péterné: Lápreakonstruktív modellek és kutatási módszereik.

NAGY Eszter – RÁKOSI László: A borsodi kőszéntepek paleobotanikai vizsgálata.

HÁMORNÉ VIDÓ Mária: A borsodi kőszéntepek szénkőzettani jellemzése.

Selmeci könyvtár megtekintése, kiállítás az Alpok ásványai és az UV-ásványok irodalmából.

A Miskolc-Tapolcai Barlangfürdő forrásai – helyszíni bejárás.

Április 29. Előadóülés – Miskolc.

LÉNÁRT László: Bükki karsztforrások radon tartalmának földtani vonatkozásai.

SZLABÓCZKY Pál: Miskolc-Tapolca "Várhegy" tudományos jelentősége (mész-kőbánya, barlang, felszín).

SZREDA Géza: Az Aggteleki Nemzeti Park kiemelkedő geológiai és hidrogeológiai értékei.

Május 27. Előadóülés – Miskolc.

FÜST Antal: Az új Bányatörvényhez kapcsolódó földtani – bányaföldtani kutatások rendszere.

Szeptember 16. Tanulmányút Aggtelekre – Jósvafőre.

Program: barlangi túra, vezető: BAROSS Gábor és DIENES Endre

Október 28. Előadóülés – Miskolc.

PRAKFALVI Péter: Borsod-Abaúj-Zemplén megye 1:100 000-es méretarányú komplex földtani területfejlesztési térképsorozata. KOVÁCS Zsolt: A bükki alaphegység földtani megismerése, történetének vázlata.

November 25. Előadóülés – Miskolc.

EGERER Frigyes – NAMESANSZKY Károly: A hulladékátrolók szigetelő agyagrétegének ásványtani követelményei.

SZEPESY András – MEZEI Gábor: Zagyta-rolók bányászati aláfejtésének földtani-vízföldtani problémái.

MEZEI Gábor: Szeles akna "M" mezőből kiemelt bányavíz eredetének meghatározása.

December 9. Klubnap – Miskolc.

RADÓCZ Gyula: Életképek a hideg és meleg tengerek világából (vetített képek beszámoló).

Közép- és Észak-dunántúli Területi Szervezet

Május 13. Előadóülés Földtan és Természetvédelem címmel – Veszprém.

SONNEVEND Imre: Természetvédelem a Balaton-felvidéken.

CSÁSZÁR Géza – BUDAI Tamás – BIHARI Dániel: Jelentősebb földtani értékeink a Balaton-felvidéken.

SEREGÉLYES Tibor: Összefüggés a növényzet és a földtani felépítés között a Balaton-felvidéken.

Útmutató a Földtani Közlöny szerzői számára

A Földtani Közlöny csak eredeti, új tudományos eredményeket tartalmazó (magyar, illetve angol nyelven még meg nem jelent) közleményeket fogad el. Eseti megítélés alapján a szerkesztőbizottság összefoglaló jellegű cikkek közléséhez is hozzájárulhat.

Az elsődleges cél a hazai földdel foglalkozó, vagy ahhoz kapcsolódó tárgyú cikkek megjelenítése. A szerkesztőbizottság elfogadhatja közlésre magyar vagy külföldi szerző külföldi tárgyú cikkét is. A kéziratok lehetnek: értekezések, rövid közlemények, könyvismertetések, vitairatok. Ez utóbbiak a vitatott cikkek megjelenésétől számított hat hónapon belül küldhetők be. Ez esetben a szerzők lehetőséget kapnak arra, hogy válaszukat a vitázó cikkkel együtt jelentessék meg. A tanulmányok maximális összesített terjedelme 25 nyomdai oldal (szöveg, ábra, tábla). Ezt meghaladó tanulmányok csak abban az esetben közölhetők, ha a szerző a különbözet térítésére kötelezettséget vállal. A tömör fogalmazás és az állításokat alátámasztó adatszolgáltatás alapkövetelmény.

A mindenkori tényleges nyomtatási költség 2/3-ának megfelelő pénzügyi támogatás esetén a szakmailag megfelelő minőségű cikk vagy önálló kötet közreadási preferenciát élvez.

A folyóirat nyelve magyar és angol. A közlésre szánt cikk bármelyik nyelven benyújtható, mindkét esetben magyar és angol összefoglalással. Az angol változat vagy összefoglalás az elfogadás után is elkészíthető, és ez a szerző feladata.

A magyar (és/vagy angol) nyelvű kéziratot három példányban kell a technikai szerkesztőhöz eljuttatni. Az egyik példányhoz tartozó illusztrációs anyag nyomdakész rajz vagy ezzel azonos minőségű fénymásolat, ill. fényes felületű, kontrasztos fénykép legyen. A másik két példányhoz tartozó anyagok lehetnek jó minőségű másolatok is, lehetőleg a véglegesnek elképzelt méretben.

Előnyt élveznek a lektorálás és javítás után mágneslemezen visszaküldött kéziratok. (Néhány éves átmeneti periódus után a jelenleg csak javasolt megoldás követelményé válik.) A lemezhez egy kinyomtatott példányt kell mellékelni, amelyen a szövegszerkesztő programmal le nem írható jelek, ékezetek, egyenletek egyértelműen jelölve vannak.

Jelenleg IBM-kompatibilis személyi számítógépen bármely szövegszerkesztőből ASCII kódban (DOS Text Only) kimentett változat benyújtható, de elsősorban a Word változatok használata javasolt. A lemezen fel kell tüntetni a szövegszerkesztő program típusát és verziószámát. A kézirat részei (kötelező, javasolt):

- | | |
|---------------------------|--|
| a) Cím | g) A téma kifejtése - megfelelő alcím alatt (diskusszió) |
| b) Szerző(k), postacím | h) Eredmények, következtetések |
| c) Összefoglalás | i) Köszönetnyilvánítás |
| d) Bevezetés, előzmények | j) Hivatkozott szakirodalom |
| e) Módszerek | k) Ábra-, táblázat- és fényképmagyarázatok |
| f) Adatbázis, adatkezelés | l) Ábrák, táblázatok és fényképtáblák |

Az ábrákat arab, a táblázatokat és a fényképtáblákat külön-külön római számok jelölik. Az ábrák betűmérete a végleges méretre való kicsinyítés után legalább 1,5 mm, a vonalvastagság 0,1 mm legyen. Kívánatos, hogy az ábra eredeti mérete legalább 30%-kal haladja meg a közlés méretét. A fényképtáblákat kartonra ragasztva, a végleges tükörméretben (126x196mm) kell elkészíteni. Kihajtos táblázat nem, kihajtos térkép is csak indokolt esetben, a szerkesztőbizottság döntése alapján fogadható el. Színes térkép vagy fényképtábla csak a szerző költségén közölhető. A cikk elfogadása esetén a nyomdakész rajzok előállítására a szerző feladata.

Az irodalomjegyzék tételeire a szerző nevével és a megjelenés évszámával lehet hivatkozni az alábbi példák szerint: RADÓCZ (1974) Galácz & VÖRÖS (1972), KUBOVICS et al. (1987).

Példák a bibliográfiai adatok közlésére:

a) cikkek: JASKÓ S. 1986: A Magyar-középhegység neogén rögszerkezete. (The Neogene block structure of the Central Hungarian Range). – *Földtani Közlöny* 118/4, 325–332 (in Hungarian with English abstract).

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

A folyóirat nevének rövidítése kerülendő. A horvát, román, szlovák, stb. ékezetek lehetőség szerint a lemezen is rögzítendő. Ennek hiányában a kéziratban kell egyértelműen jelölni. Cirill betűs munka esetén (ha nincs latin betűs címe) az eredeti címet, angol írásmód szerinti átírásban, szögletes zárójelben, valamint angol fordításban is meg kell adni. Az előírásoknak meg nem felelő kéziratokat a technikai szerkesztő az első szerzőnek visszaküldi.

A kéziratokat a következő címre kérjük beküldeni: Piros Olga 1443 Budapest, Pf. 106.

Földtani Közlöny

Vol. 127. 3–4. 1997

Tartalom – Contents

SZTANÓ Orsolya – FODOR László: Lejtőüledékek a paleogén medence peremén: A felső-eocén Piszkei Márga (Nyergesújfalu, Sánc-hegy) ülepedési és szerkezeti viszonyai – <i>Bathyal slope deposits in the Paleogene Basin: A case study of the Upper Eocene Piszke Marl (Nyergesújfalu, Sánc Hill, Hungary)</i>	267
LANTOS Zoltán: Karbonátos lejtő-üledékképződés egy liász tengeralatti magaslat oldalában, eltolódásos vetőzóna mentén (Gerecse) – <i>Sediments of a Liassic carbonate slope controlled by strike-slip fault activity (Gerecse Hills, Hungary)</i>	291
EMBEY-ISZTIN Antal – DOBOSI Gábor: A Kárpát-Pannon térség neogén alkáli bazaltjainak nyomelem- és izotópgeokémiai viszonyai: következtetések a köpenybeli forrásközetek jellegére – <i>Trace element and isotope geochemistry of Neogene alkaline basalts in the Carpathian-Pannonian Region: implications for mantle source characteristics</i>	321
KOVÁCS Attila: Új magyarországi ásványfajok: a coquimbit és a paracoquimbit – <i>New minerals of Hungary: coquimbite and paracoquimbite</i>	353
DEMÉNY Attila – EMBEY-ISZTIN Antal: A dunántúli peridotit xenolitok karbonátjainak eredete stabilizotóp-vizsgálatok alapján – <i>A stable isotope study on the origin of carbonate in peridotite xenoliths in the Transdanubian Range, Hungary</i>	371
KALMÁR János – KUTI László – KOVÁCS-PÁLFY Péter – SZENDREINÉ KÖREN Eszter: Ásványtani és szedimentológiai vizsgálatok a Szarvasi-mintaterület felszíni-felszín-közeli képződményein – <i>Mineralogical and sedimentological research on the surface and near-surface sediments of Szarvas agrogeological model area, Hungary</i>	385
HORVÁTH János – ZELENKA Tibor: A telkibányai nemesfém-ércesedés legújabb bányaföldtani adatai és értékelése – <i>The latest data on the Telkibánya noble metal mineralization and their evaluation</i>	405
PARÁK Tibor: A Kiruna-típusú ércék genetikai újraértékelése – <i>Genetic re-evaluation of Kiruna-type ores</i>	431
BÁRDOSY György: Berthier és a bauxit kalandos története – <i>Berthier and the adventurous history of bauxite</i>	483
SZEDERKÉNYI Tibor: MEZŐSI József (1914–1997)	493
Hírek – <i>News</i>	499
Társulati ügyek – <i>Our Society's life</i>	504