Földtani Közlöny

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata
Bulletin of the Hungarian Geological Society

Vol. 122. No. 2—4

Budapest, 1992

Földtani Közlöny

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata
Bulletin of the Hungarian Geological Society

Vol. 122. No. 2—4. 1992

Budapest

ISSN 0015-542X

Készült a Magyar Olaj- és Gázipari Rt. támogatásával.
Supported by the Hungarian Oil and Gas Co.

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

KECSKEMÉTI Tibor
Elnök — *President*

Szerkesztő — *Editor*

KÁZMÉR Miklós

Szerkesztő bizottság — *Editorial board*

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

Kérjük, a kéziratokat az alábbi címre küldjék
Please, send manuscripts to
KÁZMÉR Miklós, ELTE Őslénytani Tanszék, H-1083 Budapest, Ludovika tér 2.

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

Földtani Közlöny 122/2—4, 133—165 (1992) Budapest

A pannóniai (s.l.) formációk térképezése az Alföldön: elterjedés, fácies és üledékes környezet

Pannonian (s.l.) lithostratigraphic units in the Great Hungarian Plain: distribution, facies and sedimentary environment

JUHÁSZ Györgyi[1]

(17 ábrával)

Összefoglalás

A szerző többéves kutatási tapasztalat nyomán megpróbálta szisztematikusan azonosítani, korrelálni és térképezni a pannóniai (s.l.) litosztratigráfiai egységeket az Alföldön. A munka közel 900 alap- és pillérfúrás, valamint egyéb szénhidrogénkutató fúrás rétegsorának elemzésén alapszik. Az azonosíthatóság és térképezhetőség kritériumainak szem előtt tartásával nyolc formációt különítettünk el, és javaslatot teszünk a Magyar Rétegtani Bizottság által elfogadott formációbeosztás módosítására (3.ábra). Meghatároztuk az egyes formációk területi elterjedését, vastagságviszonyait, megszerkesztettük tetőtérképüket, valamint a Tótkomlósi és a Szolnoki Formációnak a vastagságtérképét is. A litosztratigráfiai egységek elemzése során meghatároztuk azok üledékes fácieseit, felvázoltuk szedimentológiai-fejlődéstörténeti modelljüket. A formációk regionális kapcsolatait, valamint a fáciesviszonyokat az Alföldet átszelő regionális földtani szelvényeken mutatjuk be, kiemelve a fejlődéstörténeti érdekességeket. Meghatároztuk és kitérképeztük azt a területet, ahol a nyíltvízi (delta lejtő) és a delta front fácies üledéksora többször megismétlődik egymás fölött, (Algyői és Törteli Formáció), és felhívtuk a figyelmet ennek fejlődéstörténeti hátterére, valamint a további vizsgálatok jelentőségére.

Summary

Identification, correlation and mapping of the lithostratigraphical formations in the Pannonian (s.l.) sequence in the Neogene basin of the Great Hungarian Plain (Alföld), E Hungary, was

[1]JUHÁSZ Györgyi, MOL Rt.—OGIL, 1311 Budapest, Pf. 43.

A kézirat beérkezett: 1991. december 10.
Átdolgozva: 1992. november 5.

carried out based on lithological and detailed sedimentological investigations as well as palaeogeographical reconstruction, using the geological data of more than 900 boreholes. Eight lithostratigraphic formations were identified and mapped, seven of them are sedimentary ones. Proposals are given for the necessary changes in the present chart of the Pannonian s.l. formations in the Great Hungarian Plain (Fig. 3).

The paper gives brief characterisation of each formation concerning the lithofacies, extent, lower and upper boundaries, depth of the sedimentary environment and thickness, as well as their depositional models (Figs.7, 10, 16, 17).

Békés Formation: Built up by oligomictic sandy conglomerates and pebbly sandstones, formed in a coastal environment along preexisting islands. It can be identified in a limited area (Fig. 4). It is underlain by the Pannonian basement, overlain by calcareous marls and clay marls.

Tótkomlós Formation: The calcareous marl and marl succession was formed in the basins, far from sediment input. It displays different appearance depending on water depth, either shallow or deep. It grades upward into marl and clay marl, and if connected to steep relief it contains pebbles. It has large extent underlain by the Békés Formation or the basement, overlain by the Nagykörü Formation (Figs. 4, 6a). Its thickness varies between 20 and 300 m (Fig. 5).

Nagykörü Formation: The offshore argillaceous marls are widespread all over the basin with variable thickness of about 10—600 m. It is the thickest in the N part of the basin, in the Jászság subbasin. In the upper parts it contains thin silty and sandy intercalations of distal turbidites. Underlain by the Tótkomlós Formation, the Békés Formation, as well as the basement in the margins, overlain by the Szolnok Formation and the Algyő Formation.

Szolnok Formation: The fine-grained sandy turbidites are easy to detect and map. It can be found in the deepest part of the basin. Most of the turbidites arrived from the NW—W direction in elongated fan systems along the shoreline, while some of them came from the NE in a single, elongated fan system along the valley of the Derecske trough (Fig. 8). Its top follows the basement morphology, and the thickness exceeds 1000 m, pinching out towards the flanks of structural highs (Figs. 8, 9).

Algyő Formation: The prevailing rock types are siltstones, and argillaceous marls, containing sandstone intercalations. It is widespread all over the basin and was formed in the slope environment. The shelf itself was very narrow in the basin, thus the lithofacies, formed in the delta slope and the basin slope, merge here. In the eastern areas it also contains the deep basin facies as the fine grained slope apron sediments derived from the flanks of the structural highs, the overbank deposits of the fan system and the basinal argillaceous marls cannot be differentiated by the available data. Its top more or less follows the basement morphology (Fig. 11). Its average thickness is about 400—500 m, but can reach 1000 m in the deepest zones and the E part of the basin (Figs. 7, 10). It is underlain by the Szolnok Formation and the Nagykörü Formation (this latter cannot be differentiated), overlain by the Törtel Formation.

Törtel Formation: The medium and fine-grained sandstone and siltstone lithofacies was formed in mainly delta and shoreline environments. Due to the tremendous amount of sediment discharge by rivers, fluvial dominated lobate type deltas were formed, thus the deltaic lithofacies are very characteristic, widespread and thicker than usual (Figs. 6, 7, 10). Multi-level mouth-bar and distributary channel fill as well as crevasse-splay successions form the coarse member of the formation. Underlain by the Algyő Formation and overlain by the Zagyva Formation or the Quarternary sediments around the marginal areas.

A zone of facies interfingering can be mapped in the E part of the basin, caused by the changes of relative sea level (mainly due to tectonics and probably also to eustacy), where the Algyő and Törtel Formations intercalate (Figs. 11, 15). These large-scale phenomena cannot be detected in the W part of the basin, only the thickening of the Törtel Formation. The reason probably is, that sediment input from the NE was less and finer grained than that of the NW. Therefore the smaller delta system prograding from the NE was more sensible for the changes of relative sea level while the larger, arriving from the NW, kept equilibrium with it.

Zagyva Formation: The thin bedded alternating siltstone, sandstone and claystone succession was formed in an alluvial plain of meandering streams, with oxbow lakes, a few small lakes and marshes. The thicker sandstone beds are channel-fill and point-bar sediments. The formation is not widespread in the Hungarian Plain, it pinches out in the Danube-Tisza interfluve, and in the area of facies interfingering mentioned above(Figs. 6, 7, 10, 13, 15). It is underlain by the Törtel Formation and overlain by the Quarternary sediments.

Key words: lithostratigraphy, sedimentology, Neogene, Pannonian, Hungary, Pannonian basin, mapping

Bevezetés

Az alföldi neogén süllyedék kutatásában a legnagyobb ismertségi fokot a pannóniai (s.l.) képződmények tekintetében értük el (1. ábra). A több ezer méter vastag üledéksszlet litosztratigráfiai tagolása GAJDOS és munkatársai (1983, 2. ábra) munkássága nyomán elviekben megoldottnak tekinhető ugyan, a modell térbeli kiterjesztése, a regionális feldolgozás és korreláció során azonban számos probléma és ellentmondás merült fel.

A pannóniai összlet felhalmozódási törvényszerűségeinek tisztázása, amely elsősorban az Alföld délkeleti süllyedékzónáinak szedimentológiai és szeizmosztratigráfiai vizsgálataira épült, nagyban hozzájárult a litosztratigráfiai egységek értelmezésének sikeréhez. Az itt bemutatott, eredetileg 1:500.000 méretarányban szerkesztett térképsorozat az alföldi pillér- és alapfúrások alapján, közel 900 fúrás rétegsorának litosztratigráfiai feldolgozásával és szedimentológiai értelmezésével készült el. A térképezés tapasztalatait és a térbeli korreláció elvégzéséhez szükséges változtatásokat tárgyalja a jelen tanulmány, különös hangsúlyt fektetve az azonosítás és értelmezés szedimentológiai vonatkozásaira.

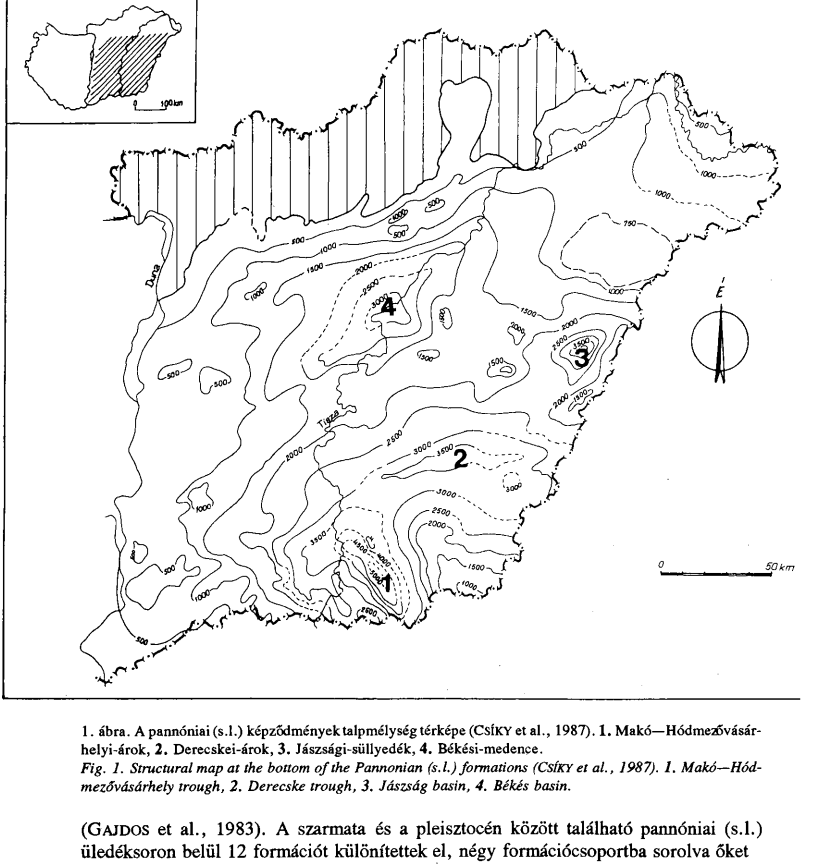
Kutatástörténet

Elsősorban a szénhidrogénkutatásban dolgozó szakemberek foglalkoztak olyan jellegű tagolás elkészítésével, amely az egész Alföldre általános érvényű lehet. A mélyfúrások földtani adatait először KŐRÖSSY (1955, 1968) foglalta össze, majd VÖLGYI (1965) szintetizálta a mélyföldtani ismereteket. Az alföldi pannóniai (s.l.) üledéksszlet tagolása elsősorban litológiai megfontolásokon alapult, mivel bebizonyosodott a rétegek jelentős laterális folytonossága.

Az első átfogó jellegű tagolást KŐRÖSSY készítette 1971-ben. Bár nem tipikusan litosztratigráfiai egységeket, hanem litofácieseket különített el, a tagolás maga ma is helytálló. A fejlődéstörténetet illetően azonban gyökeresen megváltozott a szemlélet.

A medencebeli pannóniai (s.l.) képződmények litológiai tagolódásának megismerésében jelentős előrelépést jelentett a SZALAY és SZENTGYÖRGYI (1979) által kidolgozott litológiai trendanalízis vizsgálati módszere. Olyan eljárást dolgoztak ki, amely az üledékképződés folyamatát követve, a változás lényegi, tendencia-jellegét emeli ki.

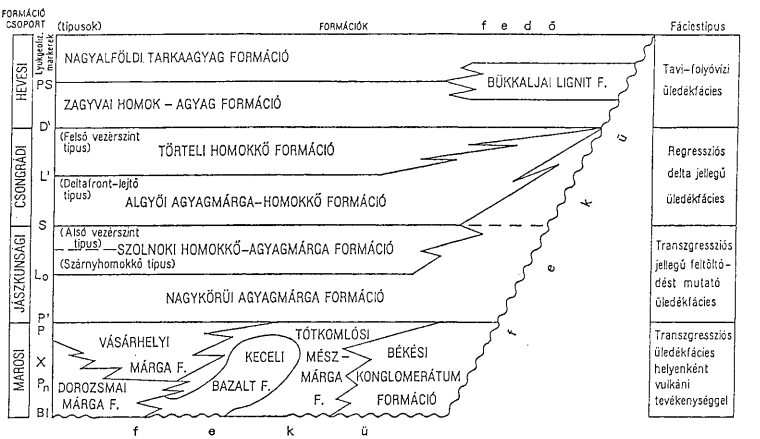
A számos mélyfúrás kutatási eredményei lehetővé tették egy olyan litosztratigráfiai beosztás elkészítését, amely a karotázs szelvények kőzettani tartalmának ismeretére épül



1. ábra. A pannóniai (s.l.) képződmények talpmélység térképe (CSÍKY et al., 1987). 1. Makó—Hódmezővásárhelyi-árok, 2. Derecskei-árok, 3. Jászsági-süllyedék, 4. Békési-medence.
Fig. 1. Structural map at the bottom of the Pannonian (s.l.) formations (CSÍKY et al., 1987). 1. Makó—Hódmezővásárhely trough, 2. Derecske trough, 3. Jászság basin, 4. Békés basin.

(GAJDOS et al., 1983). A szarmata és a pleisztocén között található pannóniai (s.l.) üledéksoron belül 12 formációt különítettek el, négy formációcsoportba sorolva őket (2. ábra). Az egyes litosztratigráfiai egységek határait megpróbálták azonosítani a MARINOVIC és BOSKOV-STAINER (1971) által kidolgozott lyukgeofizikai markerekkel, amelyeknek egy része alkalmazható volt a magyarországi medenceterületekre is. A formációk térbeli kiterjesztése során a legfőbb problémát az jelentette, hogy a Marosi Formációcsoportot éles határral választották el a Nagykörüi Formációtól, így térbeli követésükre nem nyílt mód.

JÁMBOR (1980a) szintetizáló munkájában igyekezett egyensúlyba hozni a hegységperemek és medencebeli pannóniai (s.l.) képződmények geológiáját, ezen belül a



2. ábra. Az alföldi pannóniai képződmények litosztratigráfiai egységei, és egymással való kapcsolatuk (GAJDOS et al., 1983).

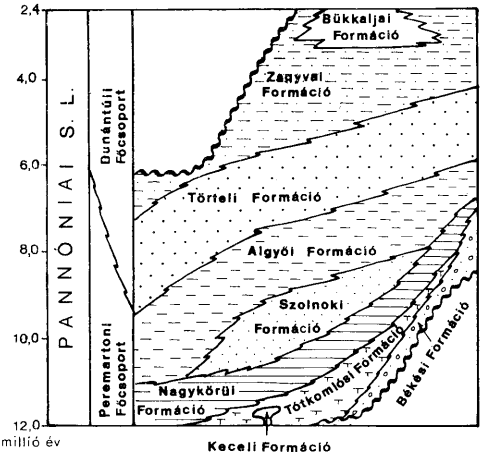
Fig. 2. Lithostratigraphical units of the Pannonian formations in the Hungarian Plain and their correlation (GAJDOS et al., 1983).

litosztratigráfiai egységek összeszerkesztését is megkísérelte. Felhívta a figyelmet, hogy a dunántúli medencebeli formációk megfeleltethetők az alföldieknek. Ő szervezte meg a pannóniai (s.l.) képződményeket bemutató térképek szerkesztését az egész országra (JÁMBOR 1985,1988; JÁMBOR et al., 1987).

Az alföldi pannóniai üledéksor felhalmozódási törvényszerűségeit vizsgálva elsők között MUCSI és RÉVÉSZ foglalkozott a delta üledékképződés lehetőségével (MUCSI, 1973; MUCSI és RÉVÉSZ, 1975; RÉVÉSZ, 1980). BÉRCZI és PHILLIPS (1985) a Hód—I fúrás és környezetének részletes szedimentológiai vizsgálata során tisztázták a DK-alföldi neogén süllyedék feltöltődésének elvi mechanizmusát. Négy fő felhalmozódási egységet különítettek el: mélymedence fáciest, prodelta fáciest, delta front és delta lejtő fáciest, valamint delta síkság fáciest. Az általuk készített fáciesmodell a mai napig a további kutatások alapjául szolgál. A pannon kutatásában éppen e törvényszerűségek felismerése és az alkalmazott és hagyományos szedimentológiai vizsgálatok széles körű alkalmazása lendítette előre a további kutatások fejlődését, a litosztratigráfia, a biosztratigráfia, a biofáciesek, a szeizmikus sztratigráfia és legújabban a szekvencia sztratigráfia terén is. (BÉRCZI et al., 1987; POGÁCSÁS és RÉVÉSZ, 1987; RÉVÉSZ et al., 1989; JUHÁSZ et al., 1989; JUHÁSZ, 1990, 1991; POGÁCSÁS et al., 1992).

Ősföldrajzi keretek

Az alföldi neogén süllyedék aljzatának mai képét az újalpi szerkezeti mozgások formálták, egy morfológiailag erősen tagolt, részmedencék és alaphegységi kiemelkedések sorával jellemzett medencét hozva létre. Az extenziós medencében ÉK—DNy-i



3. ábra. Az azonosíthatóság és térképezhetőség kritériumainak szem előtt tartásával javasolt formációbeosztás az alföldi pannóniai rétegsorban.

Fig. 3. Suggested lithostratigraphical chart, based on the identification and detailed mapping of the Pannonian s.l. formations in the Hungarian Plain.

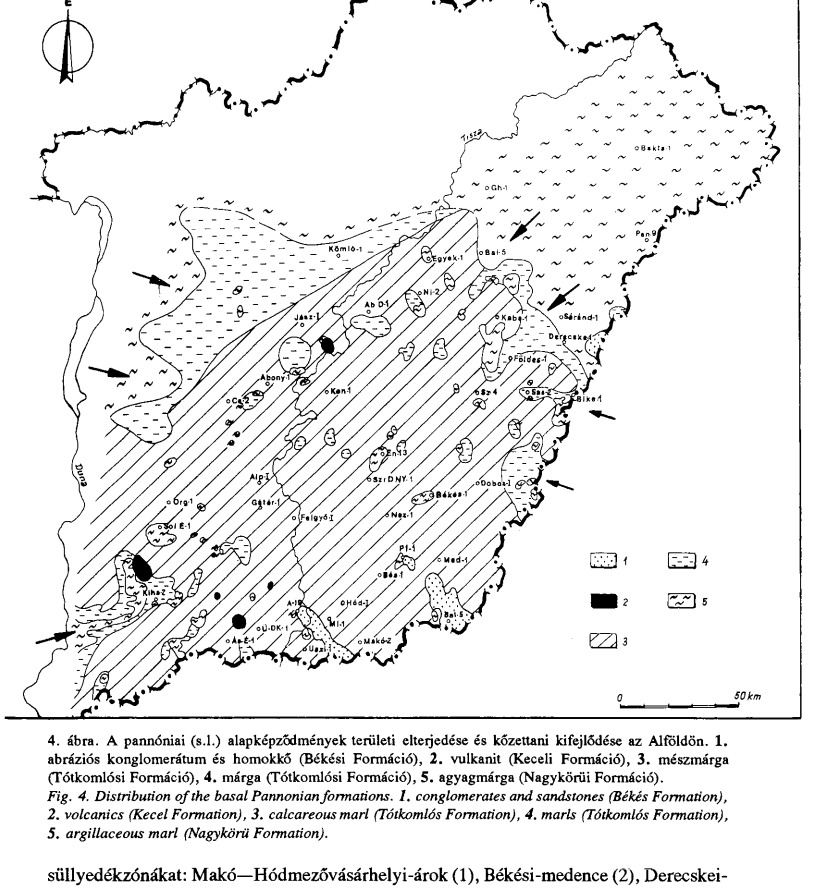
irányú oldaleltolódásos rendszerek és a hozzájuk kapcsolódó tektonikai elemek teszik meglehetősen bonyolulttá a szerkezeti képet (ROYDEN et al., 1983; HORVÁTH et al., 1987).

A térben és időben eltérő mértékű süllyedés a középső miocénban indult meg, és a pannóniai (s.l.) során vált intenzívebbé, amelynek következtében a legmélyebb zónákban több ezer méter vastag üledéksor halmozódott fel. Az alpi-kárpáti régió kiemelkedése szolgáltatta azt a hatalmas mennyiségű törmelékanyagot, amelyet a csapadékos klíma hatására nagy vízhozamú folyók juttattak el a medencébe. A feltöltődés több irányból történt, de a legjelentősebb delta rendszerek hazánk területén az ÉNy-i és ÉK-i peremeken alakultak ki.

A feltöltődés során a Gilbert-típusú, meredek lejtővel, jól fejlett torkolati zátonyokkal, de finomszemcsés üledékanyaggal jellemzett deltaágak gyorsan progradáltak a medencebelső irányába. A delta előterében és a medence mély zónáiban vastag turbidit összlet halmozódott fel, egyrészt a szakaszos tektonikai mozgások következtében, másrészt a vízszintingadozásokhoz kötődően az alacsony vízállások idején.

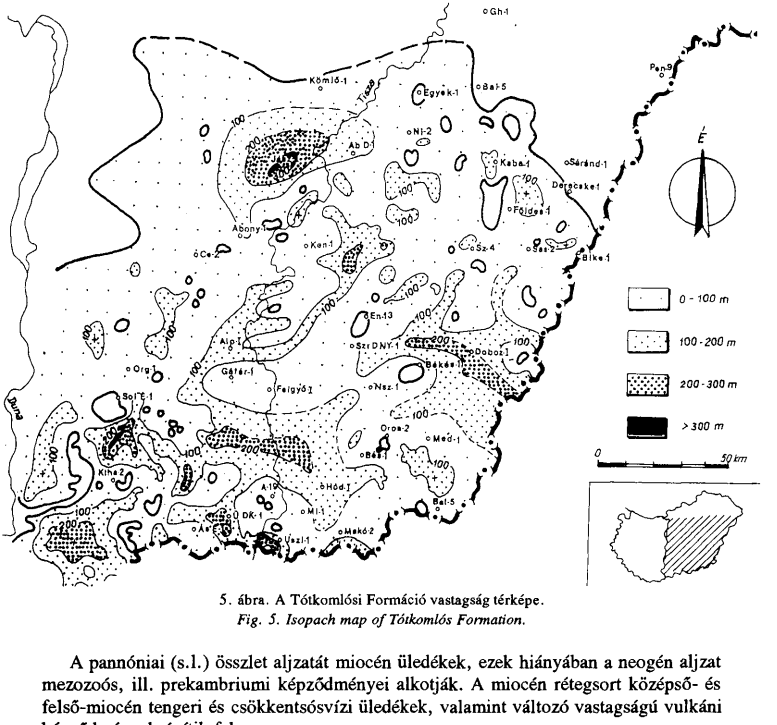
Mivel a legjelentősebb üledékbeáramlás ÉNy-i és ÉK-i irányból érkezett, az Alföld délebbi részeire a terrigén törmelékes üledékanyag sokkal később ért el. A medence ezen részeiben, a delta ágaktól távolabbi területeken pelágikus üledékképződés folyt, ahol szuszpenzióból agyagmárga, még távolabb mészmárga rétegsorok rakódtak le. Néhány kisebb sziget partvonala mentén abráziós konglomerátum képződött.

A medence jelenlegi geometriáját illusztrálja a pannóniai (s.l.) képződmények talpmélység térképe (1. ábra, CSÍKY et al., 1987), amely jól szemlélteti a főbb



4. ábra. A pannóniai (s.l.) alapképződmények területi elterjedése és kőzettani kifejlődése az Alföldön. **1.** abráziós konglomerátum és homokkő (Békési Formáció), **2.** vulkanit (Keceli Formáció), **3.** mészmárga (Tótkomlósi Formáció), **4.** márga (Tótkomlósi Formáció), **5.** agyagmárga (Nagykörüi Formáció).
Fig. 4. Distribution of the basal Pannonian formations. 1. conglomerates and sandstones (Békés Formation), 2. volcanics (Kecel Formation), 3. calcareous marl (Tótkomlós Formation), 4. marls (Tótkomlós Formation), 5. argillaceous marl (Nagykörü Formation).

süllyedékzónákat: Makó—Hódmezővásárhelyi-árok (1), Békési-medence (2), Derecskei-árok (3) és Jászsági-süllyedék (4). A pannóniai (s.l.) összletet legnagyobb vastagságban eddig a Hód—I jelű fúrás tárta fel (4450m), de a szeizmikus adatok alapján a még feltáratlan legmélyebb zónákban a rétegsor vastagsága elérheti az 5 km-t is. A medenceperemek irányában az összlet vastagsága azonban erősen lecsökken és csak 200—300 m a vizsgált területünkön, míg a hegységperemek irányában kiékelődnek a rétegsorok (1. ábra).



5. ábra. A Tótkomlósi Formáció vastagság térképe.
Fig. 5. Isopach map of Tótkomlós Formation.

A pannóniai (s.l.) összlet aljzatát miocén üledékek, ezek hiányában a neogén aljzat mezozoós, ill. prekambriumi képződményei alkotják. A miocén rétegsort középső- és felső-miocén tengeri és csökkentsósvízi üledékek, valamint változó vastagságú vulkáni képződmények építik fel.

A térképezés módszerei

Ha a regionális korreláció csak litosztratigráfiai meggondolásokon alapul, általában bizonyos fenntartásokkal kezelik, mivel előfordulhat, hogy hasonló felépítésű rétegsorok különböző helyeken, különböző időben halmozódtak fel, így korrelációjuk nem indokolt. A párhuzamosítás mégis megvalósítható azonban bio-, ill. kronosztratigráfiai adatok nélkül is, ha a fáciesvizsgálatok a rétegek jelentős laterális folytonosságát bizonyítják (MIALL, 1984).

A pannóniai (s.l.) összlet ez utóbbi kritériumnak eleget tesz. Ezt ismerték fel munkájuk során GAJDOS és munkatársai (1983), amikor kidolgozták a jelenleg érvényes formációtáblázatot az Alföldre. Ők alapvetően a karotázs szelvények kőzettani tartalmára és a lyukgeofizikai markerek követésére építették föl a rendszert.

A litosztratigráfiai egységek fogalmának kritériumához tartozik azok azonosíthatósága és térképezhetősége is. A Magyar Rétegtani Bizottság által elfogadott formációkat korábban senki nem próbálta meg térképezni az Alföldön, jelen munka az első kísérlet e területen (ld. még JUHÁSZ, 1991).

Az Alföld nagy vastagságú neogén rétegsorának vizsgálata a szórványos, igen gyér maganyag elemzésén, valamint a fúrások vertikális szelvényében folyamatos, de jóval kevesebb információval szolgáló karotázs szelvények értelmezésén alapul. Mindkét módszer más-más léptékű felbontást enged meg, egybevetésük sem könnyű feladat. Még kisebb a felbontóképessége a szeizmikus szelvényeknek, amelyek azonban a rétegsorok szelvény menti követésében nyújtanak nélkülözhetetlen információkat. Medence méretű feldolgozásokhoz azonban mindhárom eszköz kombinációjára szükségünk van.

A jelen térképezés alapvetően az alföldi medencekitöltés felhalmozódási törvényszerűségeinek feltárásával, a törmelékes szedimentológia módszereinek alkalmazásával történt. Az ősföldrajzi és fejlődéstörténeti rekonstrukció egyben elősegítette a litosztratigráfiai egységek azonosítását, térképezését, és a korábbi ellentmondások kiküszöbölését is.

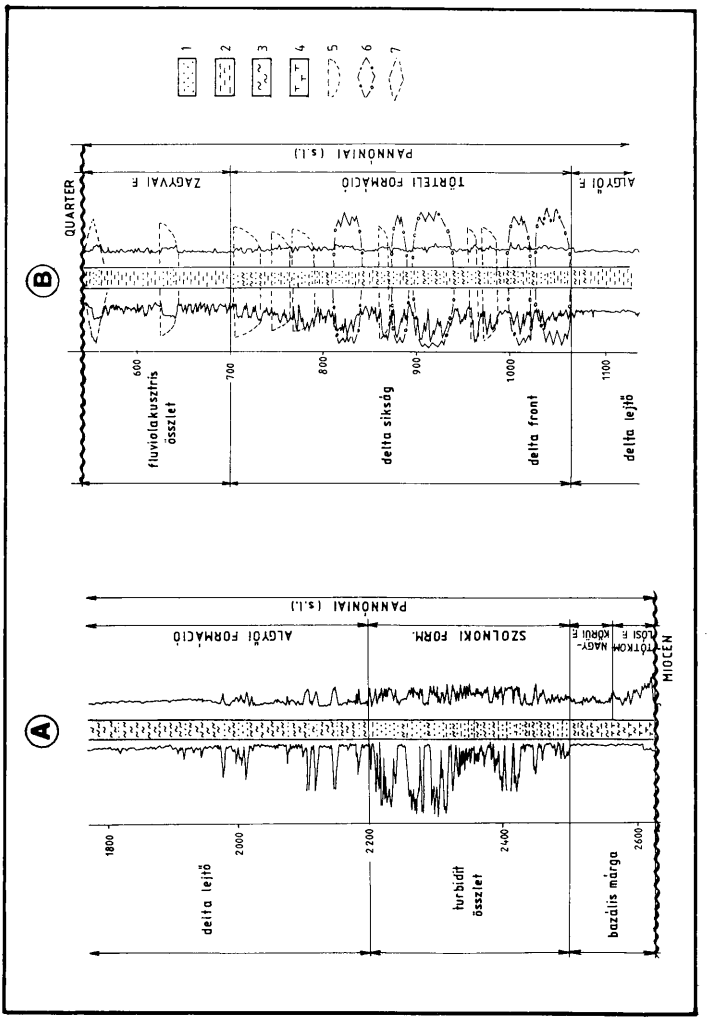
A hagyományos szedimentológiai vizsgálatok körét karotázs szelvényalakelemzéssel bővítettük. Az SP, ellenállás és természetes gamma szelvények — amelyek érzékenyek a harántolt kőzetek kőzettani, szöveti változásaira, valamint a rétegtartalomra — együttes értelmezése alapján jellegzetes szelvényképeket lehet elkülöníteni, amelyek valamely üledékes fácies tipikus megjelenési formái (PIRSON, 1970; SERRA és ABBOTT, 1980; SERRA, 1985).

A módszer Magyarországon történő bevezetése BÉRCZI nevéhez fűződik, és az SZKFI szedimentológusai rutinszerűen alkalmazzák munkájuk során. Eddig több száz mélyfúrás rétegsorát vizsgálták végig a magyarországi medenceterületeken, segítve ezzel a szeizmikus sztratigráfiai kutatást. A módszer azonban csak akkor használható, ha előzőleg már tisztáztuk a leülepedési környezetet. A pannóniai (s.l.) összleten belül sikerült néhány üledékes fáciest elkülöníteni, amelyek jellegzetes szelvényképpel rendelkeznek (BÉRCZI et al., 1987; JUHÁSZ et al., 1989; JUHÁSZ, 1990a, 1990b, 1991). A vizsgálatok eredményeit szeizmikus szelvényeken ábrázolva, a szedimentológia és a szeizmikus sztratigráfia együttesen jelentős előrelépést tett az Alföld medenceanalízisében (POGÁCSÁS és RÉVÉSZ, 1987, POGÁCSÁS et al., 1992).

A jelen tanulmányban az egyes formációk jellemzése során előbb az elterjedési és vastagságviszonyokat tekintjük át, valamint az azonosíthatóság szempontjait ismertetjük, majd a kőzetrétegtani egységek kőzettani kifejlődését, fácieseit és ezek szedimentológiai-fejlődéstörténeti hátterét igyekszünk megvilágítani.

A pannóniai (s.l.) üledéksor litosztratigráfiai tagolása és térképezése az Alföldön

A pannóniai (s.l.) üledéksor litológiai, szedimentológiai és litosztratigráfiai vizsgálata során nyilvánvalóvá vált, hogy az egyes kőzetrétegtani egységek itt fácieseket jelölnek, idő-transzgresszívek és a medence fejlődéstörténetével szoros kapcsolatban állnak. Az elmúlt tizenöt év szedimentológiai kutatásai alapján lassan összeállt a kép a medence


1
2
3
4
5
6
7
B
QUARTER
PANNÓNIAI (s.l.)
ZAGYVAI F.
TÖRTELI FORMÁCIÓ
ALGYŐI F.
600
700
800
900
1000
1100
fluviolakusztris összlet
delta sikság
delta front
delta lejtő
A
PANNÓNIAI (s.l.)
ALGYŐI FORMÁCIÓ
SZOLNOKI FORM.
NAGY-KŐRÜI F.
TÖTKOMLÓSI F.
MIOCÉN
1800
2000
2200
2400
2600
delta lejtő
turbidit összlet
bazális márga

egészére vonatkozóan, és ez a szemléletmód segített abban, hogy az egyes felhalmozódási ill. litosztratigráfiai egységek térképezését elvégezzük.

Pelites alapképződmények — áttekintés

A GAJDOS és munkatársai (1983) által elkülönített 12 formációból nem volt mindegyik térben azonosítható és térképezhető, ez különösen a rétegsor alját felépítő képződményekre vonatkozik. A Nagykörüi, Dorozsmai és Vásárhelyi Formációk egymástól való elkülönítése és térképezése a rendelkezésre álló módszerekkel nem lehetséges, így nem javasoljuk önálló formációként történő megjelölésüket.

Ezek ugyanannak a nyíltvízi beltengeri agyagmárga-márga képződménynek különböző kifejlődési típusai:

— A Nagykörüi Formáció agyagmárga, márga kifejlődésű képződményeinek azonosításával nincs probléma.

— Igen meredek relief esetén extraformacionális kavicsok behordódása történt, így a márga, mészmárga, helyenként agyagmárga rétegsorok alsó részén elszórtan az aljzatból származó kavicsszemcsék jelennek meg (Dorozsma, Kismarja), a Hód—I és Derecske—I fúrásban pedig a márga rétegsorok közé kavics csíkok iktatódnak, ami nyilvánvalóan jelzi a tektonikai mozgások szakaszos voltát. Ezeket a képződményeket nevezték Dorozsmai Formációnak.

— A nyíltvízi rétegsor felsőbb szakaszain a turbiditek disztális részének vékony homokkőcsíkjai jelennek meg, fokozatos átmenetként a Szolnoki Formáció felé. Ezt az összletet korábban Vásárhelyi Formációként jelölték. Az Alföld ÉK-i részén azonban a delta lejtő és a mélyvízi, finomszemcsés törmelékkúp csatornán kívüli üledékeinek („overbank deposits"), valamint a lejtőlábi becsúszott üledékes („slope-apron") fácies megnevezésére szintén használatos volt a Vásárhelyi Formáció elnevezés, teljes zavart okozva. Nem csoda tehát, ha úgy tűnt, ezt az egységet lehetetlen térben követni.

— A nyíltvízi pelites alapképződmények („bazális márgák" — talán e gyűjtőnév használata a legegyszerűbb, mivel mind sekély, mind mélyvízi üledékeket tartalmaz, és a pannon üledéksor bevezető képződménye) képződése az Alföld területén nem egyszerre, hanem időben eltolódva történt, elterjedésük azonban általános.

A Tótkomlósi Formáció mindig azonosítható, hiszen a karbonáttartalom változása több módszerrel is követhető, így térképezése is megoldott.

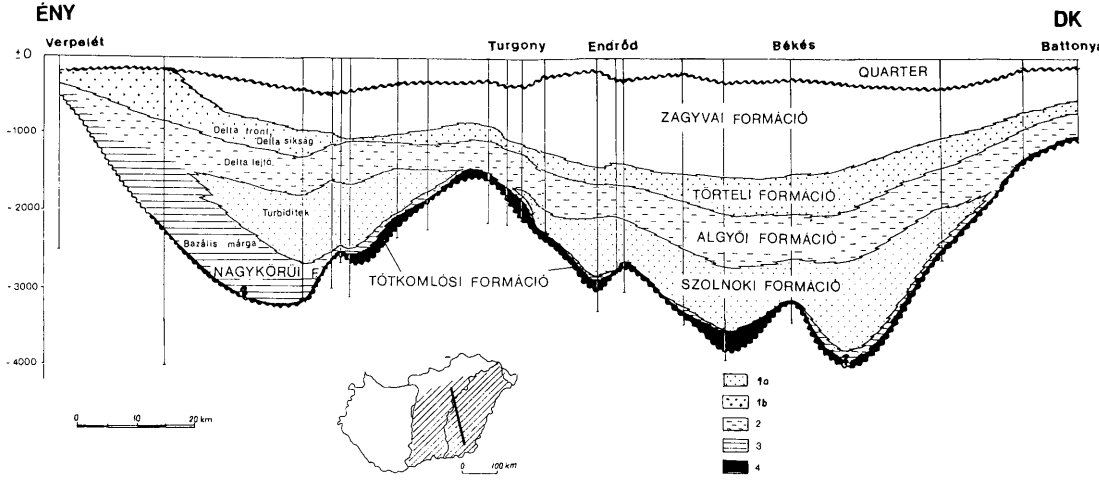
A bazális márga képződmények megfelelnek a SZALAY—SZENTGYÖRGYI-féle (1979) litogenetikai osztályozás Pa_I^{la} egységének.

A bazális márga képződményeknek két fő típusa különíthető el. Ezért az azonosíthatóság és térképezhetőség kritériumainak szem előtt tartásával a következő litosztratigráfiai beosztást javasoljuk (3. ábra).

---

6. ábra. A litosztratigráfiai egységek, a litofáciesek és a litológiai felépítés kapcsolata az alföldi medencebeli fúrások pannóniai (s.l.) képződményeiben. **A:** a pannóniai (s.l.) rétegsor alsó részében, **B:** a pannóniai (s.l.) rétegsor felső szakaszán. **1.** homokkő, **2.** aleurolit, **3.** agyagmárga, **4.** mészmárga, **5.** delta-ág mederkitöltés-, **6.** torkolati zátony-, ill. gátszakadás-sorozatok, **7.** övzátony üledéksorok.

Fig. 6. Relationships among the lithostratigraphical units, the facies and the lithology in the Pannonian sedimentary sequence of the Hungarian Plain. A: in the lower part of the sequence, B: in the upper part of the sequence. 1. sandstone, 2. siltstone, 3. argillaceous marl, 4. calcareous marl, 5. distributary channel fill, 6. mouth bar and crevasse splay, 7. point bar sequences.



7. ábra. Az Alföld pannóniai (s.l.) képződményeinek ÉNy—DK-i irányú vázlatos rétegtani-szedimentológiai szelvénye Verpelét és Battonya között. A jellemző kőzettípusok: **1a:** finomszemcsés homokkő, **1b:** közép- és finomszemcsés homokkő, **2.** aleurolit, **3.** agyagmárga, **4.** mészmárga.

Fig. 7. Stratigraphical and sedimentological profile in the Pannonian (s.l.) sequence across the Hungarian Plain, between Verpelét and Battonya, in approximately NW—SE direction. ***1a:*** *fine-grained sandstone,* ***1b:*** *medium- and fine-grained sandstone,* ***2.*** *siltstone,* ***3.*** *argillaceous marl,* ***4.*** *calcareous marl.*

Tótkomlósi Formáció

A Tótkomlósi Formáció az Alföld nagy részén a pannóniai (s.l.) üledéksor kezdő képződményeit tartalmazza, ill. a durvatörmelékes alapkonglomerátum fedőjét is ez képezi. A rétegsor azonosíthatósága, térképezhetősége és regionális elterjedése kielégíti a formáció megnevezéssel szemben támasztott követelményeket. A formáció a prepannon aljzatra rétegtani diszkordanciával települ, kivéve a legmélyebb süllyedékekben, ahol üledékfolytonosan települ a miocén képződményekre (4. ábra). A rétegtani hiány terjedelmére vonatkozóan azonban jelenleg nincs kielégítő információnk, mértéke a medence különböző területein változó.

A formáció elhatárolása megoldott, feküje a prepannon aljzat, ill. a Békési Formáció, fölötte fokozatos átmenettel a Nagykörüi Formáció agyagmárgája települ. Vastagsága területenként igen változó, és nem mutat szoros kapcsolatot a jelenlegi aljzatmorfológiával. Helyenként elvékonyodik, másutt a 300 métert is meghaladja (5. ábra).

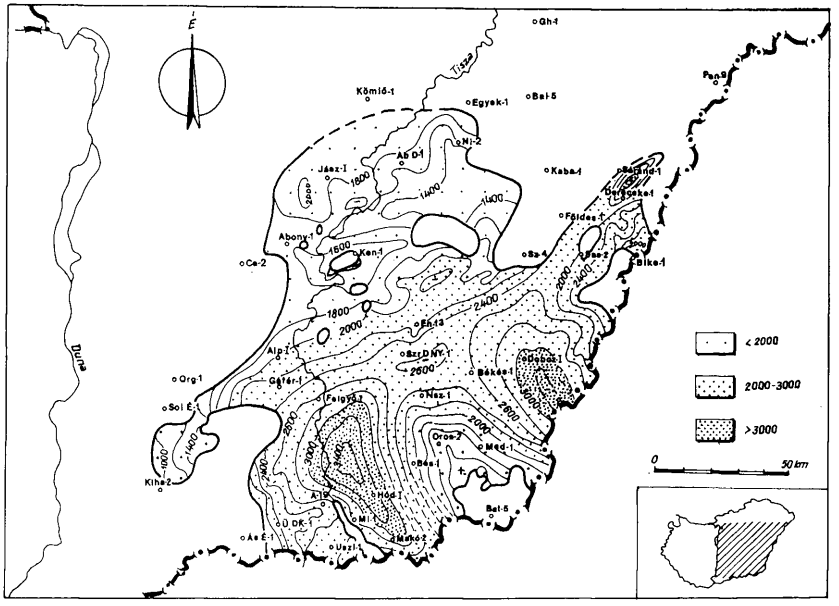
A Tótkomlósi Formációt uralkodóan mészmárga, márga építi fel. A rétegsor általában mészmárgával indul, felfelé haladva azonban, a karbonáttartalom csökkenésével, valamint vékony agyagmárga közberétegződéseket alkotva, a kőzet márgába, majd agyagmárgába megy át. A mészmárga, márga képződmények a Tótkomlósi Formációt képviselik, a fölötte települő agyagmárga sorozat pedig a Nagykörüi Formációba sorolható (6a ábra).

Uralkodóan márgás kifejlődés jellemző a medenceperemeken, ahol az üledékbehordás mértékétől függően az üledékek karbonáttartalma lecsökken, a kőzet fokozatosan agyagmárgába megy át, valamint a medencebelsőben néhány területrészen foltokban (4. ábra). A peremi részeken a formáció kőzettani kifejlődése és a kiékelődés vonala jól láthatóan kijelöli a fő behordási irányokat, mind ÉNy, mind ÉK felől, valamint egy kisebb jelentőségű, de erőteljes behordás valószínűsíthető az Alföld DNy-i részén (Kiskunhalas) egy keskeny sáv mentén. Itt a pelites alapképződményekben a mészmárga márgával, ill. agyagmárgával történő helyettesítése jelzi a törmelékanyag beáramlást, majd, mintegy ennek a sávnak folytatásaként, egy különálló turbidittest jelenik meg Kiskunhalas környékén (ld. Szolnoki Formáció).

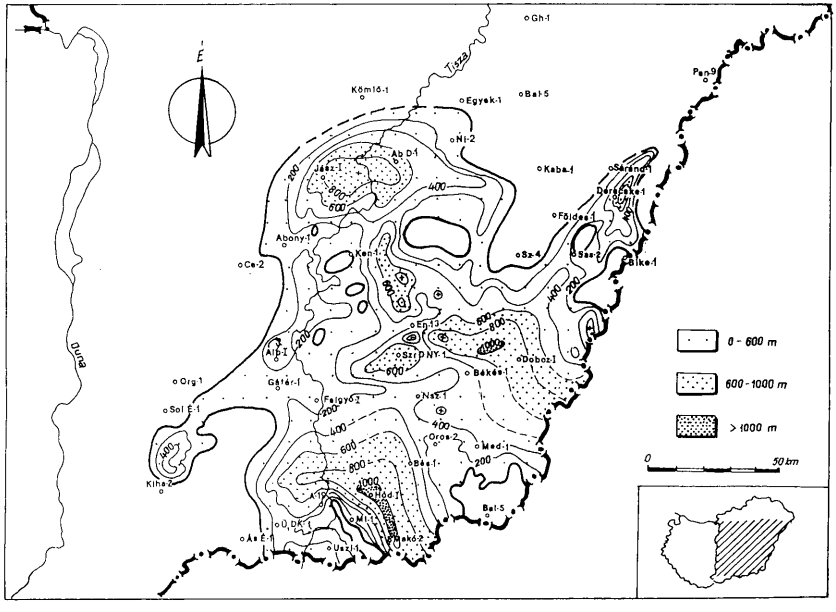
A képződmények mésztartalma 60—95 %, néhány % dolomitot, kevés kvarcszemcsét, és változó arányban agyagásványokat tartalmaz, mikrit szövetű. Battonya—Pusztaföldvár (Bat, Pf) térségében a karbonáttartalom olyan magas, hogy a kőzet mészkőnek minősül.

A mészmárga több litofáciest képvisel. A kiemelt hátakon, sekély vízmélységben képződve színe világossárga, sárgásszürke, általában rétegzetlen, másutt mikrorétegzettség figyelhető meg, amelyet a kőzetben látható piritesedett növénymaradványok, aleurit feldúsulások jeleznek. Nagyobb vízmélységben képződve fáciese megváltozik, színe sötétebb, barnásszürke, foltokban néhol szürkészöld elszíneződésű. A legmélyebb zónákban az erősen redukáló körülmények és a magas szervesanyagtartalom hatására színe feketévé válik. Meredek aljzatmorfológia esetén az aljzatból származó kavicsok jelennek meg elszórtan a formáció alsó részében, a legmélyebb, leggyorsabban süllyedő zónák esetén pedig kavicscsíkok találhatók benne.

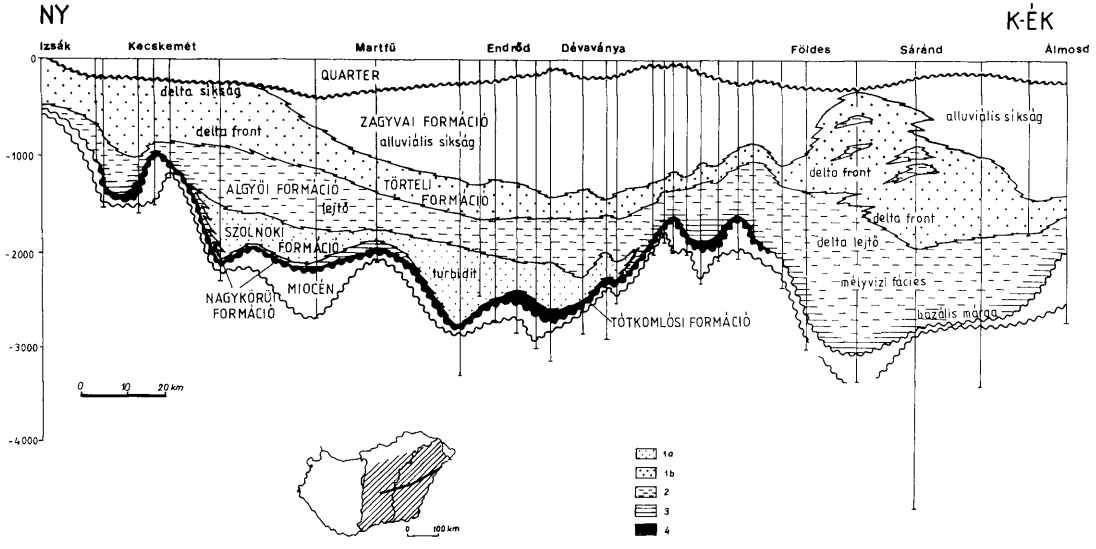
A dél-alföldi bazalt vulkanizmus termékei *(Keceli Bazalt Formáció)* a mészmárga képződményekbe települnek, közberétegződéseket, lávapadokat alkotva, míg másutt



8. ábra. A Szolnoki Formáció tetőtérképe (Az „S" marker tengerszinthez viszonyított helyzete).
Fig. 8. Structural map on top of Szolnok Formation (Depth of „S" marker below sea level).



9. ábra. A Szolnoki Formáció vastagságtérképe.
Fig. 9. Isopach map of Szolnok Formation.



10. ábra. Az Alföld pannóniai (s.l.) képződményeinek közel K—Ny irányú vázlatos rétegtani-szedimentológiai szelvénye Izsák és Álmosd között. A jellemző kőzettípusok: **1a:** finomszemcsés homokkő, **1b:** közép- és finomszemcsés homokkő, **2.** aleurolit, **3.** agyagmárga, **4.** mészmárga.

*Fig. 10. Stratigraphical and sedimentological profile in the Pannonian (s.l.) sequence across the Hungarian Plain in approximately W-E direction. **1a:** fine sandstone, **1b:** medium and fine sandstone, **2.** siltstone, **3.** argillaceous marl, **4.** calcareous marl.*

vulkáni kúpok láthatók a szeizmikus szelvényeken. A vulkanitok elterjedése a 4. ábrán látható (NUSSZER és BALOGH, 1980; PAP, 1983; BALÁZS és NUSSZER, 1987).

A Tótkomlósi Formáció képződményei a medence DK-i részei felé haladva egyre fiatalabb korúak. Részletes szedimentológiai vizsgálatuk a mai napig nem történt meg (pedig néhány helyen szénhidrogéntároló), így keletkezésük körülményei nem tisztázottak. A mésziszap biogén eredetére utaló nyomok a pásztázó elektronmikroszkópos felvételeken sem látszanak, még a mészkő kifejlődésű pusztaföldvár—battonyai területen sem (SZENTGYÖRGYI, személyes közlés), ez azonban nem kizáró ok, hiszen egyes típusok vázai teljesen fel is oldódhatnak a diagenezis során. A mélyvízi kifejlődés azonban vagy vegyi kiválású, vagy áthalmozott lehet; az ellentmondás abban rejlik, hogy hatalmas a területi elterjedése, és nem ismerünk megfelelő forrásterületet.

Nagykörüi Formáció

A Nagykörüi Formáció nyíltvízi tavi-beltengeri agyagmárga képződményei általános elterjedést mutatnak az Alföldön, legfeljebb néhány fúrásban nem nyomozható a jelenlétük, de valószínűleg itt is megtalálhatók jelentéktelen vastagságban.

A képződmények azonosíthatósága, térképezhetősége szintén kielégíti a formációval szemben támasztott alapvető követelményeket.

A Nagykörüi Formáció a feküt alkotó mészmárgákból fokozatosan fejlődik ki, de a Tótkomlósi Formációra túlterjedő módon települ. A többi területen közvetlenül a miocén képződmények, illetőleg a pannóniai abráziós alapkonglomerátum (Kismarja, Kaskantyú) alkotják feküjét. Gyors transzgresszió esetén az agyagmárga rétegtani diszkordanciával, az alapkonglomerátum kimaradásával, közvetlenül települ a miocén sekélytengeri képződményekre (4. ábra).

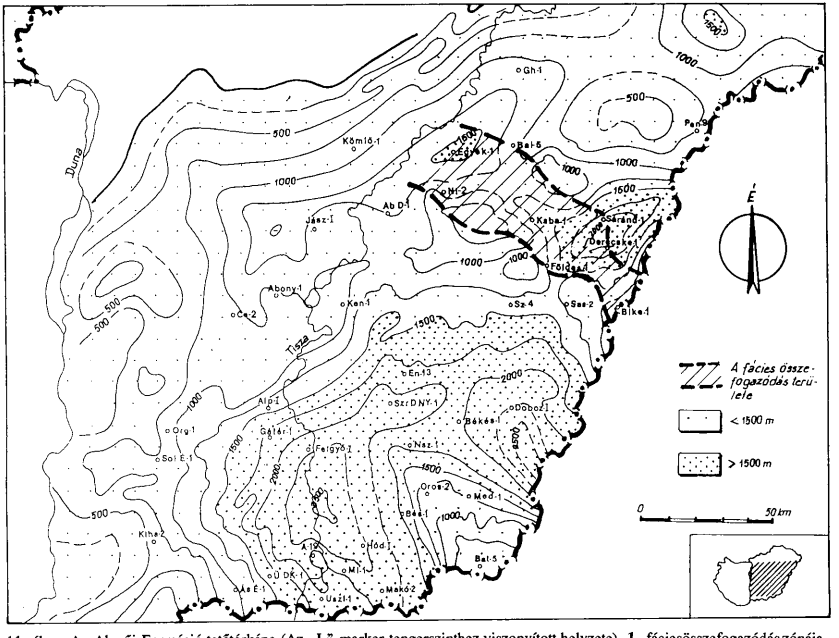
Fedője felé az elhatárolás csak ott megoldott, ahol a Szolnoki Formáció homokos turbidit kőzettestei települnek rá (6a ábra). A kisebb mélységű területeken, ahol az Algyői Formáció hasonlóan pelites kifejlődésű képződményei alkotják fedőjét, elkülönítésük a rendelkezésre álló módszerekkel nem lehetséges, ill. nehézkes. A rétegsor kezdő képződményeit azonban itt is hasonló fáciesű, mélyvízi, tavi agyagmárga alkotja.

A Nagykörüi Formáció vastagsága átlagosan 10—50 m között változik az Alföldön, de esetenként 200—300 m is lehet. Kivételt képez a Jászsági-süllyedék, ahol a több száz méter vastagságot is elérheti (7. ábra). Ez utóbbi adat arra utal, hogy a turbiditek később érték el ezt a süllyedéket, mint a medence más területein, illetve arra, hogy itt az üledékképződés már jóval korábban megindult.

Kőzettani szempontból a formációt sötétszürke agyagmárga építi fel, amely alsó részén általában rétegzetlen. A rétegsor aljában előfordulhatnak extraformációnális kavicsok. Felfelé haladva a rétegsorban, vékony aleurolit, majd finomszemcsés homokkő közberétegződések jelennek meg a pelágikus, beltengeri agyagmárga rétegsorban, növekvő gyakorisággal, amelyek már a turbiditek disztális részét képviselik.

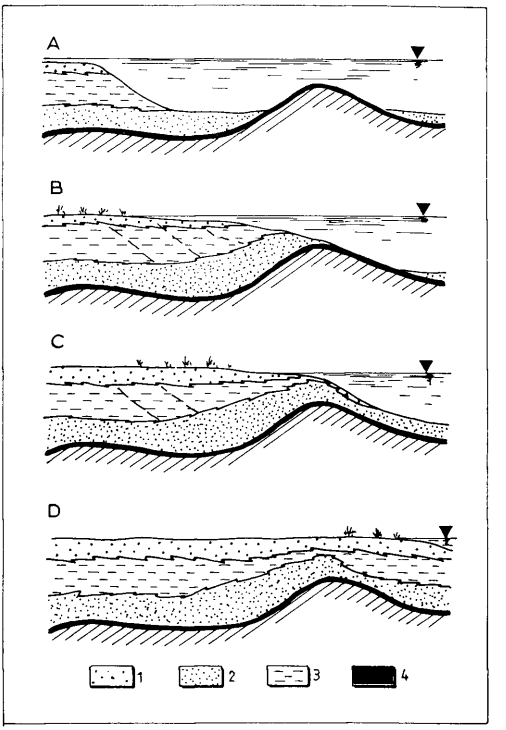
Békési Formáció

A Békési Formáció abráziós parti környezetben képződött durvatörmelékes képződményeinek azonosítása és térképezése megoldottnak tekinthető. Feküje mindig



11. ábra. Az Algyői Formáció tetőtérképe (Az „L" marker tengerszinthez viszonyított helyzete). 1. fáciesösszefogazódás zónája. Részletesen ld. a szövegben.

Fig. 11. Structural map on top of Algyő Formation (Depth of „L " marker below sea level). 1. zone of facies interfingering.

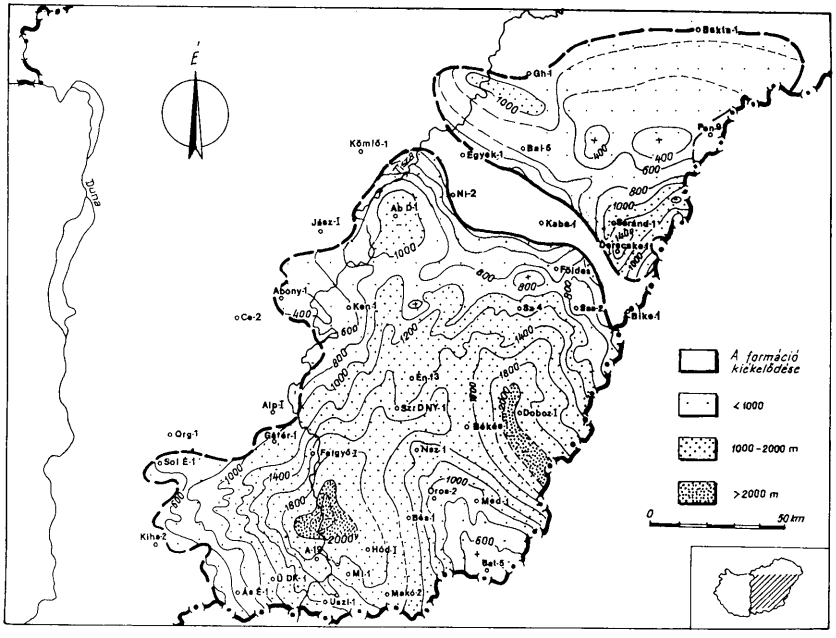


12. ábra. A feltöltődés során kialakuló litofáciesek térbeli elrendeződése az aljzatmorfológia függvényében. 1. uralkodóan közép- és finomszemű homokkő, 2. uralkodóan finomszemű homokkő és aleurolit, 3. aleurolit, 4. agyagmárga, márga, mészmárga.

Fig. 12. Distribution of lithofacies formed during progradation as a function of basin floor morphology. 1. medium and fine-grained sandstones, 2. sandstones and siltstones, 3. siltstones, 4. clayey and calcareous marls.

a preneogén aljzat, fedője általában mészmárga (Tótkomlósi Formáció), Kismarján azonban nyíltvízi tavi agyagmárga (Nagykörüi Formáció) települ rá. A Kaskantyú—2 fúrásban szarmata a Békési Formáció feküje (JÁMBOR, 1989).

Kőzetanyaga a környező alaphegységből származik, finomszemcsés, oligomikt konglomerátum és kavicsos, durvaszemcsés homokkő építi fel. Rosszul osztályozott, a kavicsok jól kerekítettek, kőzetszerkezete rétegzetlen, helyenként gradációs jellegeket mutat. Növénymaradványok előfordulnak benne. Vastagsága átlagosan 30—40 méter, sehol nem haladja meg a 100 métert. A legnagyobb vastagságot a szerkezeti magaslatok



13. ábra. A Zagyvai Formáció tengerszinthez viszonyított talpmélység térképe („D" marker térkép).
Fig. 13. Structural map at the bottom of the Zagyva Formation (depth of „D" marker below sea level).

szárnyhelyzetében éri el, míg a tetőzónák és a mélyzónák irányában elvékonyodik és kiékelődik.

Ma ismert előfordulási területei az Alföldön az algyői gerincen: Algyő, Ferencszállás, Kiszombor (A, F); a battonyai vonulaton: Battonya, Pusztaföldvár (Bat, Pf); Kismarja térségében (Kism); valamint Endrődön egy-két fúrás szintén feltárta (4. ábra: abráziós konglomerátum és homokkő). A végig magvételes Kaskantyú—2 fúrás 30 cm vastagságban tárta fel (JÁMBOR, 1989). Ilyen csekély vastagságban az Alföld jóval nagyobb területén előfordulhat, azonban a rendelkezésre álló módszerekkel, a karotázsszelvények segítségével ez nem nyomozható.

Szolnoki Formáció

Az egész Alföldön megoldott és problémamentes a Szolnoki Formáció finomhomokos-aleuritos turbidit képződményeinek az azonosítása és térképezése. Mind alsó, mind felső határának kijelölése egyszerű („S" és „L " lyukgeofizikai markerek — 2., 6a ábra), mivel a turbidit összlet markánsan elkülönül az alatta található bazális márgáktól (Nagykörüi Formáció), valamint általában a fölötte települő Algyői Formációtól is, kivéve, ahol az erősen homokos kifejlődésű; utóbbi esetben a karotázs szelvények korrelációja segít.

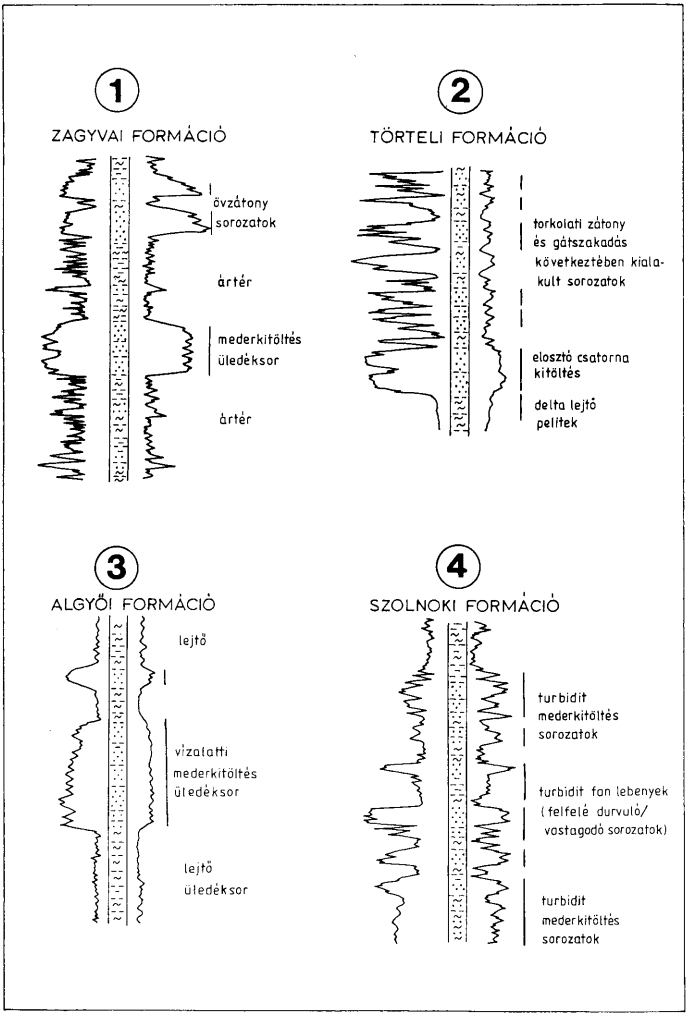
A Szolnoki Formáció elterjedése, mélység- és vastagságtérképe megrajzolható, bizonytalanságok csak a kis fúrássűrűségű kiékelődési- és összefogazódási-területeken, valamint a mélyzónákban adódnak, ahol minden újabb fúrás lemélyítésével reambulációra szorul a térképünk (pl. Jászsági-süllyedék, Derecskei-árok, stb.) (7., 8., 9. ábrák).

A Szolnoki Formáció elterjedése a medencerészek legmélyebb zónáira korlátozódik. Felszíne nagyjából követi az aljzatmorfológiát, szembetűnő módon emelkedik Ny-i és É-i irányban 1000—1500 m-ig, míg a legmélyebb zónákban 3500 m-re süllyed (8. ábra). Ez egyrészt az üledékek differenciális kompakciójának hatásából következik, másrészt arra utal, hogy leülepedése után a süllyedés jelentős mértékben folytatódott a medence nagy területén.

A Szolnoki Formáció vastagsága a süllyedékekben meghaladja az 1000 m-t is (Hód—1: 1090 m, Derecske—1: 1020 m). A szeizmikus szelvények alapján azonban még több is lehet, míg a peremek irányában kiékelődik (9. ábra).

Kőzettani szempontból a formációt vékonyabb-vastagabb finomszemcsés homokkő, aleurolit és agyagmárga váltakozása jellemzi. A vastagabb homokkőrétegeket is kisebb ritmusok építik fel. Az összlet alsó részét disztális turbidit alkotja, ahol a pelitek részaránya jóval nagyobb, míg felső részén a homokkő rétegek vastagsága és gyakorisága megnő, a rétegsor fokozatosan proximális turbiditbe megy át. A szuszpenzióból, ill. sűrűségi (vagy gravitációs) áramlásokból leülepedett agyagmárga rétegek vastagsága 5—30 m között váltakozik; jellemző a vízszintes vékonyrétegzett, ill. lemezes szerkezet, másutt rétegzetlenek.

A homokkövek finomszemcsések, karbonátos kötőanyagúak, mind összetételi, mind szöveti szempontból közepesen érettek. A kőzetmintákon felismerhetők a turbiditképződésre jellemző üledékszerkezeti jegyek, a gyűrt, kaotikus rétegzettség, konvolúció, az örvénylabdás szerkezetek, valamint a víztelenedés és terhelés hatására kialakuló tányér- és lángszerkezetek. Az egyes rétegekben jellemző az éles alsó határ, és a gradált rétegződés, melynek alsó szakaszán előfordulhatnak felszaggatott agyagmárga


1
ZAGYVAI FORMÁCIÓ
övzátony sorozatok
ártér
mederkitöltés üledéksor
ártér
2
TÖRTELI FORMÁCIÓ
torkolati zátony és gátszakadás következtében kialakult sorozatok
elosztó csatorna kitöltés
delta lejtő pelitek
3
ALGYŐI FORMÁCIÓ
lejtő
vízalatti mederkitöltés üledéksor
lejtő üledéksor
4
SZOLNOKI FORMÁCIÓ
turbidit mederkitöltés sorozatok
turbidit fan lebenyek (felfelé durvuló/ vastagodó sorozatok)
turbidit mederkitöltés sorozatok

intraklasztok. Gyakori a vízszintes, finom rétegződés, a réteglapok mentén feldúsuló szenesedett növénymaradványokkal.

Felhalmozódásuk szempontjából elkülöníthető az Alföld Ny-i, elterjedési területének döntően nagyobb részén található turbidit összlet, amely nagy vastagságú kötegeket alkot. A kötegek viszonylag nagy területen követhetők, az egyes homokkőtestek azonban korlátozott elterjedésűek. Az összlet felső szakasza feltehetően a területre ÉNy-i irányból progradáló, erősen homokos üledékanyagot szállító deltarendszerhez kapcsolódik. Turbidit medrek azonban csak kevés helyen nyomozhatók a deltalejtőn a szeizmikus szelvényeken, míg karotázs szelvényen helyenként megjelennek (14. ábra). A törmelékanyag behordódása úgy képzelhető el, hogy párhuzamosan sok, helyét változtató meder alakult ki (16. ábra).

A Derecskei-árokban a formáció csak az árok tengelyvonalában található meg igen jelentős vastagságban, míg a süllyedék szárnyain vastag, pelites, mélyvízi fácies fejlődött ki. Itt az ÉK-i, K-i irányból érkezett homokos turbidit üledékek, feltehetően vízalatti hordalékkúp rendszert alkotva, turbidit medrekben ülepedtek le, ill. haladtak végig a Vésztői-árok és a Békési-medence irányában (17. ábra).

Az árokban a homokos turbidit üledéksort csak a Derecske—1 fúrás tárta fel 1020 m vastagságban. Az árok szárnyain, a Sáránd—1, Földes—2 és a Bagamér—1 fúrásokban a deltalejtő és a bazális márgák között, hasonlóan pelites kifejlődésben, a hordalékkúp nagy tömegű csatornán kívüli („overbank deposits"), valamint az oldalirányból behordódott lejtőlábi („slope apron") üledékeit találhatjuk. Mivel elkülönítésük a ma rendelkezésre álló módszerekkel nem lehetséges, ezt a mélyvízi pelites üledéksort az Algyői Formációba soroljuk (10. ábra).

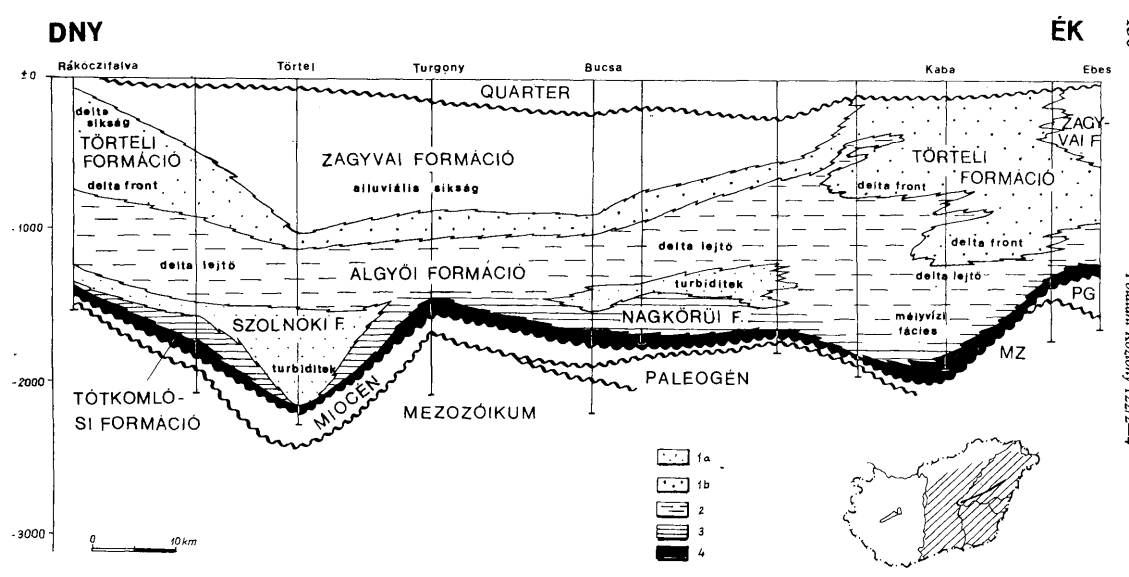
A Szolnoki Formáció turbidit sorozata megfelel a SZALAY ÉS SZENTGYÖRGYI-féle (1979) litogenetikai osztályozás Pa_1^{1b} egységének.

Algyői Formáció

Az Algyői Formáció uralkodóan agyagmárga-aleurolit kifejlődésű képződményei általános elterjedésűek az Alföldön, és a Szolnoki Formációra túlterjedő módon települnek. A formáció az Alföld nagy részén a lejtő fáciest képviseli, amely alatt a delta lejtőt és egyben a medence lejtőt értjük. Mivel azonban a medencében a self rendkívül keskeny lehetett, szerepe elhanyagolható, így a két fácies gyakorlatilag egybeolvad. A medence peremein, a fő behordási irányoktól távolabb, a formáció a partközeli beltengeri üledékes fácieseket is tartalmazza, úgy mint a litorális, szublitorális zóna üledékes képződményeit. A felhalmozódási irányba eső szeizmikus szelvényeken jól látható az összlet lejtése. Az ÉK-i területrészeken (Derecskei-árok és környéke) a formáció a mélyvízi fácieseket is tartalmazza, amint arról a Szolnoki Formációnál már szó esett (16., 17. ábra).

Felső határa („L" marker; 6., 11. ábra), amely az Algyői és a Törteli Formáció képződményeit választja el egymástól, azaz a hagyományos értelemben vett „alsó/felsőpannóniai" határt jelöli ki, az egész rétegsorban a legkönnyebben követhető

14. ábra. Jellegzetes karotázs szelvényalak rajzolatok a különböző litosztratigráfiai egységekben. **1.** Zagyvai Formáció, **2.** Törteli Formáció, **3.** Algyői Formáció, **4.** Szolnoki Formáció.
Fig. 14. Characteristic well logs in the different lithostratigraphical units. 1. Zagyva Formation, 2. Törtel Formation, 3. Algyő Formation, 4. Szolnok Formation.



15. ábra. Vázlatos DNy—ÉK irányú rétegtani-szedimentológiai szelvény az Alföld ÉK-i részén, a fáciesösszefogazódási zóna környezetében. A jellemző kőzettípusok: **1a:** finomszemcsés homokkő, **1b:** közép- és finomszemcsés homokkő, **2.** aleurolit, **3.** agyagmárga, **4.** mészmárga.

*Fig. 15. Stratigraphical and sedimentological profile across the zone of facies interfingering in the NE part of the Hungarian Plain in approximately SW—NE direction. **1a:** fine-grained sandstone, **1b:** medium- and fine-grained sandstone, **2.** siltstone, **3.** argillaceous marl, **4.** calcareous marl.*

szint. Ma már azonban nyilvánvaló, hogy ez a felület fácieshatár, amely diakrón, vagyis nem egyidejű, és a medence DK-i részei felé egyre fiatalabb képződményeket jelent.

Az Alföldre ÉNy-i és ÉK-i irányból érkező, nagy mennyiségű finomtörmelékes hordalékot szállító folyók a beltengerbe ömölve Gilbert-típusú delta rendszert, így viszonylag meredek dőlésű, bár változó (5—20°) delta lejtőt hoztak létre. Ez egyrészt a tektonikai, paleomorfológiai viszonyoknak, másrészt az igen gyors feltöltődésnek és az így kialakult hidraulikai körülményeknek köszönhető.

Azokon a területeken, ahol az Algyői Formáció erősen homokos kifejlődésű (pl. néhány alaphegységi kiemelkedés fölött, valamint a felhalmozódás irányából tekintve azok előterében: Szarvas, Üllés, Algyő, Orosháza), elég nehezen vonható meg a határ mind lefelé, mind fölfelé; ilyenkor azonban a karotázs szelvények korrelációja segít. A szerkezeti magaslatok előterében a turbiditek feltorlódnak, a lejtő szöge erősen lecsökken, így a durvább szemcséjű üledékek is leülepedhettek rajta (12. ábra).

A legmélyebb területeken a formáció vastagsága a 900 métert is elérheti, míg az alaphegységi kiemelkedések fölött és a medenceperemek irányában jelentős mértékben elvékonyodik, csak 100—200 méter (7., 10. ábra). A delta lejtő fácies vastagságából hozzávetőlegesen a mindenkori vízmélységre lehet következtetni, ha leszámítjuk a kompakció hatását.

Komoly gondot okoz azonban a peremi területeken a Nagykörüi Formációtól való elkülönítése, mivel mindkettő pelites kifejlődésű. E probléma megoldására sem a karotázs-szelvények, sem az igen gyér maganyag nem alkalmas, a felhalmozódás irányába eső szeizmikus szelvények esetén pedig azok kis felbontóképessége és a Nagykörüi Formáció vékony kifejlődése szab egyelőre határt. Ezért most nem szerkesztettük meg vastagságtérképét.

Az Algyői Formáció pelites sorozatába ritkán vékonyabb-vastagabb homokkőrétegek iktatódnak, amelyek a lejtő alsó részén áthalmozott homokkőtestek (csúszás, suvadás, szemcsefolyás), míg följebb turbidit medrek, legfelső részén pedig torkolati zátonyok, ill. néhány helyen a hullámzás által átdolgozott vékonyabb homokkőrétegek lehetnek (14. ábra). A delta lebenyek időszakos áthelyeződéséből és a relatív vízszintingadozásokból adódóan előfordul, hogy a terület újra vízzel borította vált, és sekély öböl, ill. vízalatti platform alakult ki, amely vékonyabb pelites üledéksorokat eredményezett a torkolati zátony üledékritmusok fölött. Ilyenkor a hullámzás energiájának volt elegendő ideje a víz alá került homokkő testek átdolgozásához.

Az általában agyagmárga, aleurolit anyagú kőzetmintákon üledékszerkezet jegyek alig figyelhetők meg, ilyeneket legföljebb a finom homokkő betelepülésekben látni. Ezek általában rétegzetlenek, vagy ferderétegzettség figyelhető meg, amely vagy a magmintáknál nagyobb léptékű keresztrétegzettséget, vagy egyszerűen a lejtő dőlését jelenti. A rétegek dőlése 5—7° közötti, de néhol elérheti a 18—20°-ot is. Az elválási felületeken szenesedett növénymaradványok és levéllenyomatok figyelhetők meg.

A Derecskei-árok területén (a legmélyebb zónát kivéve) az Algyői Formáción belül a delta lejtő, a pelites mélymedence és a bazális márga litofáciesek nem különíthetők el, mint ahogyan azt már a Szolnoki Formációnál részletesen taglaltuk; így itt a formáció vastagsága jelentősen megnövekszik (10., 17. ábra).

Az Algyői Formáció képződményei megfelelnek a SZALAY—SZENTGYÖRGYI-féle (1979) litogenetikai osztályozás Pa_1^2 egységének.

Törteli Formáció

A Törteli Formáció uralkodóan homokos, kisebb részben aleurolitos kifejlődésű képződményei a delta front, delta síkság környezetben leülepedett fácieseket képviselik. Az igen gyors ütemű üledékbehordódást és leülepedést jelzi az a tény, hogy a finomszemcsés üledékek részaránya kicsi: csak vékonyabb aleurolit és agyagmárga rétegek formájában jelenik meg, valamint az, hogy a litofácies elterjedése sokkal egységesebb, mint azt irodalmi analógiákban láthatjuk. Emiatt nem különíthető el a delta front és a delta síkság homokos együttese, így egy litofácies egységet alkotnak. A formáció jellemzője, hogy öt méternél vastagabb pelites betelepülés általában nem jelenik meg benne (6b ábra).

A folyók bőséges hordalékanyaga feltehetőleg ellensúlyozta a medence brakkvizének nagyobb sűrűségét, amit az általánosan elterjedt, jellegzetesen vastag, sokszor több ritmusban egymásra települt, homokos delta front összlet is jelez (6b, 14/2. ábra).

A formáció elterjedése általános az Alföldön, és követése sem okoz gondot. Alsó határa, a már korábban tárgyalt Algyői Formáció teteje, az egész Alföldön markánsan jelentkező szint (11. ábra). Felső határa azonban csak a Zagyvai Formáció elterjedési területén szerkeszthető meg (13. ábra), míg főleg a Duna—Tisza-közén és az Alföld É-i peremein a pannóniai (s.l.) összlet legfelső részéig jellemzően homokos-pelites üledéksorok találhatók, amelyek uralkodóan mederkitöltés jellegű homokos fácieseket tartalmaznak.

A Törteli Formációban található homokkőtestek torkolati zátony, deltaág mederkitöltés, illetőleg gátszakadás („crevasse splay") eredetűek lehetnek, míg a közéjük rétegződő, jelentéktelenebb vastagságú, finomszemcsés üledékekre jellemző a delta-ágak közötti, mocsári-ártéri, lagúna, ill. a mederágak áthelyeződéséből adódóan morotva, vagy szintén sekély brakkvízi öbölbeli kifejlődés (14. ábra). A mederkitöltések fölött, különösen a formáció felső részén, megjelennek a földes-fás barnakőszén, ill. lignit betelepülések.

A Törteli Formáció az Alföld nagy részén felfelé durvuló szemcseösszetételű, delta fronton képződött torkolati zátony sorozattal fejlődik ki a delta lejtő pelites üledékeiből, amely a delta előrenyomulását jelzi. Másutt a delta ágak medrei bevágódtak az alatta települő rétegsorba, így a formáció mederkitöltés üledéksorral indul. Néhány helyen, magas vízállás esetén a gátszakadás egyenesen a beltenger irányában történt, így itt szintén felfelé durvuló szemcseösszetételű, a torkolati zátonyoknál vékonyabb, de turbiditekre utaló üledékszerkezeti jegyeket tartalmazó üledéksorok indítják a rétegsort (6b, 14/2. ábra).

Ha az üledékanyag utánpótlása ideiglenesen szünetelt, vagy a delta ágak áthelyeződtek, úgy a beltenger vize hullámzási energiájának volt elegendő ideje arra, hogy átmozgassa a víz alá került üledékeket, így — igen kevés esetben — ilyen átdolgozott homokkő ritmus indítja a formációt.

Az Alföld ÉK-i területén található egy jól körülhatárolható sáv (Nagyiván—Püspökladány—Földes—Hajdúszoboszló térségében), ahol a formáció azonosítása nehézségekbe ütközött. E területen a delta lejtőn (sekély vízben) és delta fronton leülepedett üledéksorok több ritmusban megtalálhatók egymás fölött, a formációnak mind alsó, mind felső határa nehezen vonható meg (11. ábra).

E *fáciesösszefogazódást* szelvény mentén vizsgálva (15. ábra) megállapítható, hogy a beltenger partvonala hosszabb ideig e zónában húzódott, igen vastag partközeli üledéksort lerakva. A relatív vízszint többször megváltozott, amelyet egyrészt erőteljes tektonikai hatások, másrészt a beltenger vízszintváltozása okozhatott. A relatív vízszintemelkedés és a partvonal progradációja ütemesen váltották egymást, amely a vastag nyíltvízi (lejtő) és a partközeli (delta front) fáciesek egymásba fogazódását idézte elő.

Ennek területén és környezetében a Törteli Formáció extrém kivastagodása tapasztalható (Egyek—1: > 1400 m, Bagamér—1: 820 m), és tengelyvonalában egészen a pleisztocénig tart a rétegsor. Ugyanakkor Fegyvernek—Tiszagyenda vonalában, egészen Biharnagybajomig követhetően, extrém elvékonyodás észlelhető (Tiszagyendán mindössze 10 m). A formáció vastagsága egyébként az Alföld nagy részén átlagosan 300—400 m között váltakozik (7., 10., 15. ábra).

Különös azonban, hogy az Alföldnek *csak a keleti részén észlelhető* ez a fáciesösszefogazódás, hiszen azt a beltenger nyugati partvonala mentén ugyanúgy meg kellene találnunk, amennyiben a beltenger vízszintjének változásáról beszélünk. Ott azonban nem azonosítható jelentős fáciesismétlődés, bár szintén tapasztalható a delta front üledéksor kivastagodása, és a Zagyvai Formáció kiékelődése Ny-i irányban (ld. a következő fejezetet).

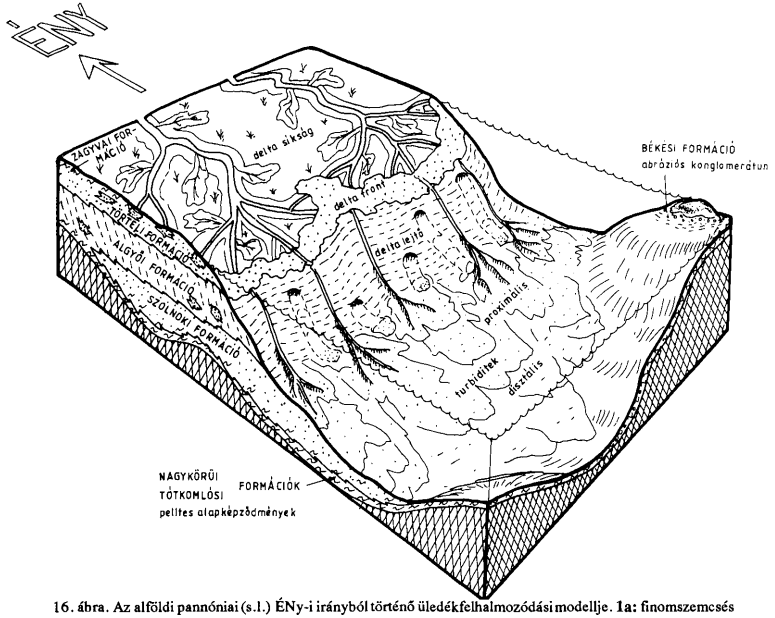
Ez két dologra hívja fel a figyelmet. Egyrészt a szerkezeti mozgások jelentősége nagy volt. Másrészt azonban arra, hogy amennyiben eusztatikus vízszintingadozás is közrejátszott, úgy feltételezhető, hogy az ÉNy-i irányból történő nagyobb mennyiségű üledékbehordás kiegyensúlyozta a vízszintemelkedést, ezért nem jelentkezik olyan pregnánsan annak nyoma a fáciesek nagyléptékű elemzésében. Keleti irányból azonban kisebb üledékbehordás valószínűsíthető a litofáciesek kifejlődése és térbeli elrendeződése alapján, így a delta rendszer érzékenyebben reagált a vízszintváltozásokra. Ezért jelentkezik itt markánsan a fáciesismétlődés. E problémákra azonban további részletes kronosztratigráfiai és szekvencia sztratigráfiai vizsgálatok adhatnak majd választ.

A Törteli és Zagyvai Formációk képződményei megfelelnek a SZALAY és SZENTGYÖRGYI-féle (1979) litogenetikai osztályozás Pa_2 egységének. Talán itt kell megemlíteni, hogy a hagyományos értelemben vett „felsőpannon" sorozatot sem a litológiai trendelemzéssel, sem szeizmikus sztratigráfiai módszerekkel nem sikerült eddig tagolni.

Zagyvai Formáció

A Zagyvai Formáció a Törteli Formáció fölött települ, jellegzetes karotázs szelvényképpel rendelkező, alapvetően vékonypados, agyag, aleurit és homokkő sűrű váltakozásával jellemezhető összlet (6., 14. ábra). Alsóbb részén a delta háttér mocsári, ártéri környezetben lerakódott együttesét képviseli. Ebből fokozatosan fejlődnek ki a fluvio-lakusztris környezetben, alluviális síkságon képződött fáciesegyüttesek. Ez az üledékképződés a pannóniai végéig folytatódott, az összlet egy litofácies egységet képvisel (6b ábra).

Azonosítása szintén problémamentes. Elterjedése nem általános, hanem a pannóniai végéig a legintenzívebben süllyedő területekre korlátozódik (13. ábra). A Duna—Tiszaközén, illetőleg az Alföld keleti részén, a már említett fáciesösszefogazódási zóna

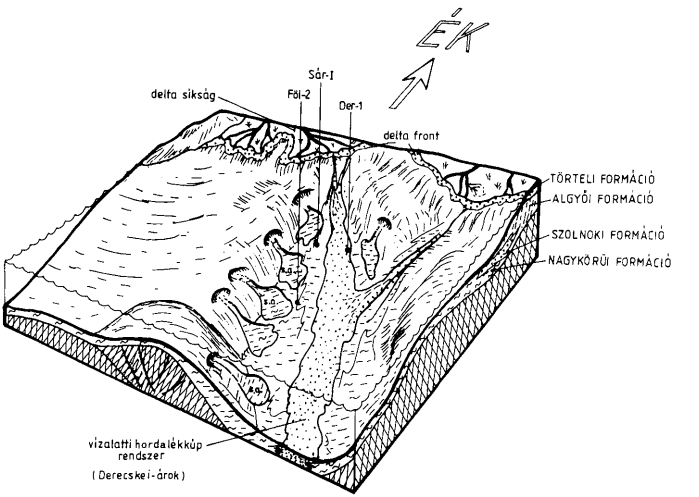


16. ábra. Az alföldi pannóniai (s.l.) ÉNy-i irányból történő üledékfelhalmozódási modellje. **1a:** finomszemcsés homokkő, **1b:** közép- és finomszemcsés homokkő, **2.** aleurolit, **3.** agyagmárga, **4.** mészmárga.
Fig. 16. Three-dimensional depositional model in the western part of the Alföld. Sediment input coming from the NW direction. 1a: fine sandstone, 1b: medium and fine sandstone, 2. siltstone, 3. argillaceous marl, 4. calcareous marl.

területén kiékelődik. Alsó határa, az előzőekben említett összefogazódási zónán kívül jól követhető, felső határa a pannóniai felső határán jelölhető ki.

Az Alföld É-i, ÉK-i részén, kisebb területre korlátozódva, a Törteli Formáció fölött egy látszólag homokos összlet települ, amelyet azonban magminták hiányában és a gyér fúrássűrűség miatt azonosítani és térképezni nem állt módunkban. Elképzelhető, hogy ez a *Bükkaljai Formáció* része, de ez egyelőre csak feltételezés. Vizsgálataink erre a képződménycsoportra nem terjedtek ki.

A Zagyvai Formáció rétegsora tehát egy monoton, sűrűn rétegzett összlet, amelyet homokkő, aleurolit és agyagmárga gyakori váltakozása jellemez, a finomszemcsés frakció túlsúlyával. A sorozatot a delta háttér üledékei, valamint az alluviális síkság ártéri, mocsári, tavi, természetes töltés és morotva üledékes fáciesei alkotják. Az üledéksorban kisebb-nagyobb gyakorisággal vastagabb (5—20 m) homokkő betelepülések jelennek meg, amelyek mederkitöltés fáciesűek, ill. gyakoriak a felfelé finomodó szemcseösszetétellel, és jellegzetes karotázs szelvényalakkal rendelkező övzátony üledékritmusok (14a ábra). Néhány helyen vékony, felfelé durvuló szemcseösszetételű,



17. ábra. Az alföldi pannóniai (s.l.) ÉK-i irányból történő üledékfelhalmozódási modellje. **s.a.:** „slope apron" — tartalmaz üledékcsúszásokat, suvadásokat, iszapfolyást, stb, amelyek a lejtőt „kötényszerűen" övezik. **1a:** finomszemcsés homokkő, **1b:** közép- és finomszemcsés homokkő, **2.** aleurolit, **3.** agyagmárga, **4.** mészmárga.
Fig. 17. Three-dimensional depositional model in the eastern part of the Alföld. Sediment influx from NE. s.a.: slope apron, 1a: fine sandstone, 1b: medium and fine sandstone, 2. siltstone, 3. argillaceous marl, 4. calcareous marl.

áradáskor kialakuló gátszakadás üledéksorral találkozhatunk, bár ezek jelentéktelen vastagságuk miatt ritkán azonosíthatók. Gyakori a lignit betelepülés, valamint a tarka agyag, a kőzetek itt már lazák, csak kevéssé tömörödtek.

Nagyalföldi Formáció

A medence vizsgálatában rendelkezésre álló adatok alapján semmilyen módon nem különül el, ill. nem jelenik meg külön kifejlődésben a Zagyvai Formáció fölött a Nagyalföldi Formáció leírás szerinti tarka agyagos rétegsora. Magminták a rétegsor legfelső részéből az egész Alföldön csak elvétve állnak rendelkezésre, és nem mutatnak különbséget a Zagyvai Formáció mintáihoz képest. A karotázs szelvényeken egyáltalán nem különül el. A szeizmikus szelvényeken a delta front—delta lejtő határa fölött az egész őszlet egyveretűnek látszik, semmiféle elkülönítés nem lehetséges (MATTICK, személyes közlés).

A Nagyalföldi Formáció azonosítására és térképezésére nem nyílt mód a ma rendelkezésre álló adatok alapján, így önálló formációként történő elkülönítése is megkérdőjelezhető, hiszen az alluviális síkság leülepedési környezetben képződött

üledékeket a Zagyvai Formációba soroltuk, és az összlet egy litofácies egységet képvisel.

Ennek ellenére nem vonható kétségbe a fáciesegység megléte, hiszen a végig magvételes fúrásokban megfogható, és ezek némelyikében nagyon erősen elkülönül feküjétől és fedőjétől is (JÁMBOR, 1988, 1989).

Összefoglalás

1. A pannóniai (s.l.) litosztratigráfiai egységek térképezése az Alföldön csak szedimentológiai-fejlődéstörténeti elemzéssel oldható meg.

2. Az azonosíthatóság és térképezhetőség kritériumainak szem előtt tartásával néhány változtatás látszik szükségesnek a Magyar Rétegtani Bizottság által elfogadott pannóniai (s.l.) formációbeosztáson.

3. Az alapképződmények esetében nem azonosítható és térképezhető külön a Nagykörüi, Dorozsmai, Vásárhelyi és Tótkomlósi Formáció. Mivel ezek ugyanannak a nyíltvízi képződménynek különböző kifejlődési típusai, így csak két formáció elkülönítését javasoljuk. Ezek: a Nagykörüi és a Tótkomlósi Formáció.

4. A peremeken a Nagykörüi és Algyői Formáció nem különíthető el a ma rendelkezésre álló adatok alapján, így itt azok vastagsága nem határozható meg külön-külön, csak ott, ahol a Szolnoki Formáció kifejlődött.

5. A medencében a Nagyalföldi Formáció semmilyen módon nem különíthető el a ma rendelkezésre álló eszközökkel a Zagyvai Formációtól: az alluviális síkság kifejlődés egy litofácies egységet képvisel, így önálló formációként történő elkülönítése megkérdőjelezhető. A Bükkaljai Formáció követésére és vizsgálatára a jelen tanulmány nem tért ki.

6. Nyolc pannóniai (s.l.) formáció (ebből hét üledékes): a Békési, a Tótkomlósi, a Keceli, a Nagykörüi, a Szolnoki, az Algyői, a Törteli és a Zagyvai Formáció térképezése megoldottnak tekinthető, mélység és vastagságtérképük megszerkeszthető. A mélységtérképek, valamint a Szolnoki és Tótkomlósi Formációk vastagságtérképei elkészültek, eredetileg 1:500.000 léptékben.

Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretném megköszönni elsősorban Bérczi Istvánnak, valamint Révész Istvánnak és Szentgyörgyi Károlynak, hogy indíttatást, bátorítást és segítséget nyújtottak a térképek elkészítésének többéves folyamatában. Szintén szeretnék köszönetet mondani Jámbor Áronnak és Horváth Ferencnek, amiért a kézirat kritikai áttekintésével segítették a jelen tanulmány elkészítését. Végül, de nem utolsó sorban köszönöm Szórádi Pál technikusnak a térképszerkesztésben való lelkes közreműködését, valamint Sipos Gyulánénak az igényes kivitelű ábrák elkészítését.

Irodalom — References

BALÁZS E. & NUSSZER A. (1987): Magyarország medenceterületeinek kunsági (pannóniai s.str.) emeletbeli vulkanizmusa. (Volcanism in the Kunság stage in the basinal areas of Hungary.) — MÁFI Évkönyve 69, 95—104.

BÉRCZI I. (1970): Sedimentological investigations of the coarse-grained clastic sequence of the Algyő hydrocarbon holding structure. — Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae 14, 287—300.

BÉRCZI I. & PHILLIPS, R.L. (1985): Processes and depositional environments within Neogene deltaic-lacustrine sediments, Pannonian Basin, Southeastern Hungary. — Geophysical Transactions, 1985, 71—87.

BÉRCZI I., DANK V., GAJDOS I., PAP S., RÉVÉSZ I., SZENTGYÖRGYI K. & Völgyi L. (1987): Az Alföld kunsági (pannoniai s.str.) emeletbeli képződményei. (Formations of the Kunság stage (Pannonian s.str.) in the Hungarian Plain.) — MÁFI Évkönyve 69, 179—198.

BÉRCZI I., K. JUHÁSZ Gy., RÉVÉSZ I. & SZENTGYÖRGYI K. (1987): Az alkalmazott szedimentológia szerepe és első eredményei az Alföld medenceanalízisében. [Role and first results of applied sediemntology in basin analysis of the Great Hungarian Plain.] — Magyarhoni Földtani Társulat Vándorgyűlése, Balatonszemes, Magyar Tudományos Akadémia, Szedimentológiai Munkabizottság ülése, Budapest. Előadáskivonatok. [Hungarian Geological Society, Annual Meeting, Balatonszemes, Hungarian Academy of Sciences, Committee on Sedimentology, Abstracts. (In Hungarian)

BÉRCZI I., K. JUHÁSZ Gy., RÉVÉSZ I. & SZENTGYÖRGYI K. (1987): The role of applied sedimentology and its preliminary results in the basin analysis of the Great Hungarian Plain, Hungary. — COGEODATA, Szeged, Hungary. Abstracts.

BÉRCZINÉ MAKK A. (1985):A Nagyalföld mezozóos kifejlődési típusai. (Mesozoic formation types of the Great Hungarian Plain.) — Általános Földtani Szemle, 21, 3—25. (In Hungarian with English abstract)

CSÍKY G., ERDÉLYI Á., JÁMBOR Á., KÁRPÁTINÉ RADÓ D. & KŐRÖSSY L. (1987): A pannóniai s.l. képződmények talpmélység térképe. [Structural map at the bottom of the Pannonian s.l. formations] — MÁFI, Budapest

ELLIOTT T. (1986): Deltas. *In* READING H.G. (ed.): Sedimentary Environments and Facies. - Blackwell Scientific Publications, London, 569 p.

GAJDOS I., PAPP S., SOMFAI A. & VÖLGYI L. (1983): Az alföldi pannóniai (s.l.) litosztratigráfiai egységei. (Lithostratigraphic units of the Pannonian (s.l.) formations in the Hungarian Plain.) — MÁFI, Budapest, 70 p.

GALLOWAY, W.E. & HOBDAY, D.K. (1983): Terrigenous clastic depositional systems. Springer-Verlag, New-York.

HAAS J.(1987): Magyarország geológiai szerkezetének fő vonásai. *In* Az Alföld medencaljzatának szerkezetfejlődése [Main features of the geological structure of Hungary.] *In* Structural evolution of the basin floor of the Hungarian Plain.] Magyar Tudományos Akadémia, Szegedi Akadémiai Bizottság, Szeged, pp. 9—16. (In Hungarian)

HORVÁTH F.(1987): Az Alföld és környezetének neogén kéregfejlődése. *In* Az Alföld medencaljzatának szerkezetfejlődése, [Neogene crustal evolution in the Hungarian Plain and its surroundings *In* Structural evolution of the basin floor of the Hungarian Plain.] Magyar Tudományos Akadémiam Szegedi Akadémiai Bizottság, Szeged, pp. 29—35. (In Hungarian)

JÁMBOR Á. (1980): A pannóniai képződmények rétegtanának alapvonásai. (Basic features of the stratigraphy of the Pannonian formations) — Általános Földtani Szemle 14, 113—124. (In Hungarian with English abstract)

JÁMBOR Á. (1980): Szigethegységeink és környezetük pannóniai képződményeinek fáciestípusai és ősföldrajzi jelentőségük. (Palaeogeographically significant Pannonian facies units in and around the inselbergs of the Hungarian part of the Carpathian Basin.) — Földtani Közlöny 110, 498—511. (In Hungarian with English abstract)

JÁMBOR Á. (1985): Magyarázó Magyarország pannóniai (s.l.) képződményeinek földtani térképeihez. [General explanation for the geological maps of the Pannonian (s.l.) formations in Hungary.] MÁFI, Budapest, 42 p. (In Hungarian)

JÁMBOR Á.(1988): A pannóniai s.l. képződmények geológiája Magyarországon. [Geology of the Pannonian (s.l.) formations in Hungary.] Akadémiai doktori értekezés tézisei. (In Hungarian)

K. JUHÁSZ Gy., MOLENAAR, C.M., BÉRCZI I., RÉVÉSZ I., KOVÁCS A. & Szanyi B. (1989): A Békési-medence pannóniai (s.l.) üledékösszletének rétegtani viszonyai. (Lithostratigraphy of the Pannonian (s.l.)

sedimentary sequence in the Békés Basin.) — Magyar Geofizika, 30/4—5, 129—145. (In Hungarian with English abstract)

JUHÁSZ Gy. (1990): A szarvasi szénhidrogénkutatási terület neogén képződményeinek földtani jellegei. (Geology of the Neogene formations in the Szarvas play, Hungary.) — Földtani Közlöny 121/1—4 (sajtó alatt) (In Hungarian with English abstract)

JUHÁSZ, Gy. (1990): Late-Tertiary litostratigraphical and sedimentological patterns of the Hungarian Plain, Eastern Hungary - 13th International Sedimentological Congress, Nottingham, Abstracts pp. 115—116.

JUHÁSZ Gy. (1991): Sedimentological and lithostratigraphical framework of the Pannonian (s.l.) sequence in the Hungarian Plain, Eastern Hungary. — Acta Geologica Hungarica, 34/1—2, 53—72.

KLEB B. (1971): A pannon emeletbeli kiédesedés üledékföldtani és geokémiai vizsgálata. *In* A magyarországi pannonkori képződmények kutatásai. [Sedimentological and geochemical investigations of the salinity decrease in the Pannonian. *In* Researches in the Hungarian Pannonian formations.] Akadémiai Kiadó, Budapest, 173—198. (In Hungarian)

KŐRÖSSY L. (1968): Entwicklugsgeschichtliche und paläogeographische Grundzüge des ungarischen Unterpannons. - Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungariae 12, 199—217.

KŐRÖSSY L. (1971): Mélyföldtani és fejlődéstörténeti vázlatok a magyarországi pannonból. — *In* A magyarországi pannonkori képződmények kutatásai. [Subsurface geological and evolution historical outline of the Pannonian in Hungary. In: Researches in the Hungarian Pannonian formations.] Akadémiai Kiadó, Budapest, 199—222. (In Hungarian)

MARINOVIĆ, D. & BOSKOV-STAINER, L.N.(1971): Stratigraphy of oil and gas fields in the territory of Yugoslavia. - Nafta 22/6, 524—532.

MATTICK R.E. PHILLIPS, R.L. & RUMPLER, J. (1988): Seismic stratigraphy and depositional framework of sedimentary rocks in the Pannonian Basin, SE Hungary. *In* Royden, L.H. & Horváth, F. (eds.): The Pannonian Basin — A Study in Basin Evolution. American Association of Petroleum Geologists Memoir 45, 117—146, Tulsa.

MIALL, A.D. (1984): Principles of Sedimentary Basin Analysis. Springer-Verlag, New York, 490 p.

MUCSI M. (1973): A D-Alföld földtani fejlődéstörténete a neogénben. (Evolutional history of the south Hungarian Plain in the Neogene.) — Földtani Közlöny, 103, 311—318. (In Hungarian with English abstract)

MUCSI M. & RÉVÉSZ I. (1975): Neogene evolution of the southeastern part of the Great Hungarian Plain on the basis of sedimentological investigations. — Acta Mineralogica et Petrographica 22/1, 29—49, Szeged.

MUTTI, E. (1985): Turbidite systems and their relations to depositional sequences. *In* ZUFFA, G.G. (ed.): Provenance of Arenites. Reidel, Dordrecht, 65—93.

NUSSZER A. & Balogh Kadosa (1980): A Duna—Tisza-közén feltárt alsópannóniai bazaltok kőzettani vizsgálata és K/Ar kora. [Petrographical investigations and K/Ar dating of the lower Pannonian basalts in the Danube-Tisza interfluve.] — ATOMKI adattár, Debrecen. (In Hungarian)

PAP S. (1983): Alsópannóniai bazaltvulkanizmus Balástya és Üllés—Ruzsa—Zákányszéktérségében. (Lower Pannonian basalt volcanism in the area of Balástya and Üllés-Ruzsa-Zákányszék.)— Földtani Közlöny 113, 163—170. (In Hungarian with English abstract)

PIRSON, X.X. (1970): Geologic Well-log Analysis. Gulf Publishing Co., Houston, Texas, 370 p.

POGÁCSÁS Gy. & RÉVÉSZ I. (1987): Seismic stratigraphic and sedimentological analysis of Neogene deltaic features in the Pannonian Basin. — MÁFI Évkönyv 70, 267—273.

POGÁCSÁS Gy., SZABÓ A. & SZALAY J. (1992): Az alföldi progradációs delta sorozatok kronosztratigráfiai viszonyai. (Chronostratigraphical features in the progradational deltaic sequences in the Hungarian Plain.) — Magyar Geofizika 33/1, 1—13. (In Hungarian with English abstract)

READING, H.G. (1978): Sedimentary Environments and Facies. Blackwell, Oxford, 569 p.

RÉVÉSZ I. (1980): Az Algyő—2 telep földtani felépítése, üledékföldtani heterogenitása és ősföldrajzi viszonyai. (Geological setting, sedimentological heterogenity and paleogeography of the Algyő-2 pool.) — Földtani Közlöny, 110/3—4, 512—539. (In Hungarian with English abstract)

RÉVÉSZ I., BÉRCZI I. & PHILLIPS, R.L. (1989): A Békési-medence alsópannóniai üledékképződése. (Lower Pannonian sedimentation in the Békés Basin.) — Magyar Geofizika, 30/2—3, 98—113. (In Hungarian with English abstract)

ROYDEN, L., HORVÁTH F. & RUMPLER J.(1983): Evolution of the Pannonian basin system 1. Tectonics. — Tectonics, 2/1, 63—90.

SERRA, O. & ABBOTT, H.T. (1980): The contribution of logging data to sedimentology and stratigraphy. SPE 9270, American Institute of Mining, 18 p.

SERRA, O.(1985): Sedimentary environments from wireline logs. Schlumberger, Houston, 211 p.

SHANMUGAM, G., MOIOLA, R.J., & DAMUTH, J.E. (1985): Eustatic control of submarine fan development. *In* BOUMA, A.H., NORMARK, W.R. & BARNES, N.E. (eds.): Submarine Fans and Related Turbidite Systems. Springer-Verlag, New York, 23—28.

SZALAY Á. & SZENTGYÖRGYI K. (1979): Adatok a szénhidrogénkutató fúrások által feltárt medencebeli pannon képződmények litológiai tagolódásának ismeretéhez trendelemzés alapján. (A method for lithogenetic subdivision of Pannonian (s.l.) sedimentary rocks by trend-analysis.) — MTA X. Osztályának Közleményei, 12/4, 401—423. IIn Hungarian with English abstract)

SZENTGYÖRGYI K. (1975): A Hód—1 jelű fúrás neogén üledékeinek kőzettani és kőzetfizikai viszonyai. (Petrographical and petrophysical features of the Neogene sediments in the Hód-I well.) — Bányászati és Kohászati Lapok, Kőolaj és Földgáz 8 (108) /6, 172—175. (In Hungarian with English abstract)

SZENTGYÖRGYI K. (1989): A Békési-medence miocén korú képződményei és szénhidrogénföldtani jelentőségük. (Miocene formations of the Békés Basin and their importance in hydrocarbon exploration.) — Magyar Geofizika, 30/4-5, 113—128. (In Hungarian with English abstract)

SZEPESHÁZY K. (1979): A Tiszántúl és az Erdélyi Középhegység (Munţii Apuseni) nagyszerkezeti és rétegtani kapcsolata. (Structural and stratigraphical connection between the Trans-Tisza area and the Transsylvanian Midmountains.) — Általános Földtani Szemle, 12, 121—178. (In Hungarian with English abstract)

VÖLGYI L. (1965): A Nagyalföld középső részének mélyföldtani vizsgálata. (Geological investigations in the middle of the Great Hungarian Plain.) — Földtani Közlöny 95, 140—163. (In Hungarian with English abstract)

Földtani Közlöny 122/2—4, 167—194 (1992) Budapest

A pannóniai (s.l.) litofáciesek és molluszka-biofáciesek jellemzése és korrelációja az Alföldön

Review and correlation of the Late Neogene (Pannonian s.l.) lithofacies and mollusc biofacies in the Great Plain, eastern Hungary

JUHÁSZ Györgyi és MAGYAR Imre[1]

(9 ábrával)

Összefoglalás

Mintegy 150 alföldi mélyfúrás karotázsszelvényeinek, magmintáinak és ősmaradványainak vizsgálata alapján szoros kapcsolat mutatható ki a pannóniai litofáciesek és a molluszka-biofáciesek között. A puhatestűek elterjedését elsősorban a vízmélység és az üledékképződés jellege határozta meg. Az alapkonglomerátumra nagyméretű, vastag héjú sekélyvízi puhatestűek jellemzők (*Congeria, Lymnocardium*). A pelites alapképződmények, a turbiditek és a delta lejtő mélyebb részei biofaciológiailag egységesek: vékony héjú mélyvízi molluszkákat tartalmaznak *(Paradacna abichi, Dreissenomya digitifera, „Pontalmyra" otiophora, Valenciennius).* A delta lejtő felső részén és a delta fronton a mélyvízi formák mellett megjelennek a sekélyebb, de nyílt, jól átszellőzött vizet kedvelő puhatestűek *(Dreissenák, Lymnocardium*ok stb.). A delta síkság üledékeire változatos, sekély brakkvízi vagy édesvízi-mocsári együttesek *(Prosodacnomya, Viviparus, Theodoxus, Anodonta* stb.) jellemzőek. A fluvio-lakusztris fáciesben kizárólag a Kárpát-medencében ma is élő édesvízi nemzetségek találhatók.

Abstract

Study of about 150 boreholes from the Great Plain (Alföld) revealed a close correlation between the lithofacies and mollusc biofacies of the late Neogene (Pannonian s.l.) sedimentary sequence. Major factors controlling the distribution of molluscs were water depth and depositional environment. The transgressive conglomerate contains shallow water, thick-shelled forms *(Congeria, Lymnocardium).* The deep-water facies (basin marls, turbidite, and delta slope deposits) are characterized by a highly specialized, low diversity mollusc fauna *(Paradacna abichi, Dreissenomya digitifera, „Pontalmyra" otiophora, Valenciennius,* etc.). Molluscs favouring shallower and well-oxygenated water, such as *Dreissena* and *Lymnocardium,* appear in the upper part of the delta slope deposits and are abundant in the delta front sediments. The delta plain deposits display various associations, shallow brackish to lagoonal and freshwater ones

[1]JUHÁSZ Györgyi és MAGYAR Imre: MOL Rt.—OGIL, H—1311 Budapest, Pf. 43.

(*Prosodacnomya, Viviparus, Theodoxus, Anodonta,* etc.). The fluvial-lacustrine lithofacies contains freshwater genera still living in the Pannonian basin today.

Key words: mollusca, paleoecology, facies, Pannonian Basin, Neogene

Bevezetés

Magyarországon a pannóniai képződmények kutatása nagy elterjedésük és gazdasági jelentőségük miatt hosszú ideje a figyelem középpontjában áll. A részletesebb pannon paleoökológiai vizsgálatok nagyrészt dunántúli felszíni feltárásokban és medenceperemi helyzetű, aránylag sekély fúrásokban kezdődtek. A mélymedencék üledékképződésének törvényszerűségeit azonban az Alföld déli, legmélyebb területein ismerték fel. Mivel tehát a medenceterületek, így az Alföld (1. ábra) szedimentológiai kutatása és a paleoökológiai vizsgálatok eddig egymástól jórészt elkülönülve folytak, fontosnak találtuk, hogy a két módszer eredményeit összehasonlítsuk. Célunk az volt, hogy tisztázzuk, a litofáciesben tükröződő aljzatminőség, vízmélység stb. hogyan befolyásolta a puhatestűek elterjedését, a különböző üledékképződési környezetekhez való kötődésüket, illetve hogy a lito- és biofáciesek korrelálhatók-e egymással.

Mintegy 150 alföldi mélyfúrásban a karotázsszelvények és a csekély számú magminta vizsgálata alapján elkülönítettük az alapkonglomerátum, pelites alapképződmények, turbidit, delta lejtő, delta front és delta síkság, illetve fluvio-lakusztris litofácieseket, majd az ezekben a fúrásokban található puhatestű ősmaradványokat újrahatároztuk (az eredeti határozást az esetek túlnyomó részében SZÉLES Margit végezte), és hozzárendeltük az egyes litofáciesekhez. Így szoros kapcsolatot sikerült kimutatnunk a litofáciesek és a molluszka-biofáciesek között.

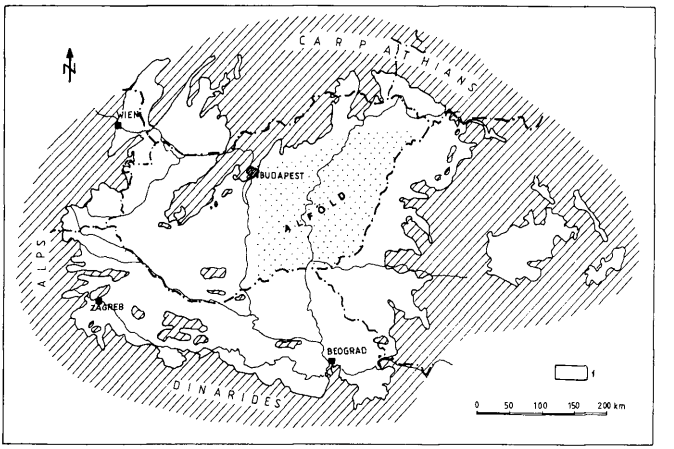
Kutatástörténet

Az első átfogó jellegű munkák az Alföld pannóniai üledéksorának felépítéséről (KŐRÖSSY, 1968, 1971) és e képződmények puhatestű ősmaradványairól (SZÉLES, 1962, 1966, 1971a, 1971b) a szénhidrogénkutató mélyfúrások feldolgozása alapján, mintegy negyedszázada jelentek meg.

Az alföldi üledéksor felhalmozódásának törvényszerűségeit vizsgálva elsők között MUCSI és RÉVÉSZ (MUCSI, 1973; MUCSI és RÉVÉSZ, 1975; RÉVÉSZ 1980) foglalkozott a delta feltöltődés lehetőségével. Ezzel összefüggésben MAGYAR és RÉVÉSZ (1976) felismerte a mélyebb vízi *Paradacnás* és sekélyvízi *Viviparus*os faunák fáciesjelző szerepét, és váltakozásukat (egykorúságukat) a rétegsorban.

A Hódmezővásárhely—I fúrás lemélyítésével BÉRCZI és PHILLIPS (1985) szedimentológiai feldolgozása tisztázta a délkelet-alföldi neogén süllyedék feltöltődési mechanizmusát. Az általuk készített fáciesmodell a mai napig a további kutatások alapjául szolgál.

JÁMBOR munkássága során a medenceperemi és medencebelseji pannon képződmények földtani jellemzésével, fáciestípusaival és rétegtanával foglalkozott (JÁMBOR, 1980ab, 1985, 1989). KORPÁSNÉ ezeken a területeken felismerte, hogy a puhatestűegyüttesek különböző helyeken más és más időpontokban jelenhetnek meg, azaz, hogy az egyes biofáciesek a fokozatos feltöltődés következtében térben és időben eltolódva



1.ábra. A vizsgált terület (pontozva) és környezetének vázlatos helyszínrajza. 1: A pannóniai s.l. képződmények elterjedése a Kárpát-medencében.
Fig. 1. Location of the study area (Alföld; dotted) in the Pannonian basin. 1: Distribution of late Neogene sediments in the Carpathian basin, surrounded by older formations (hatched).

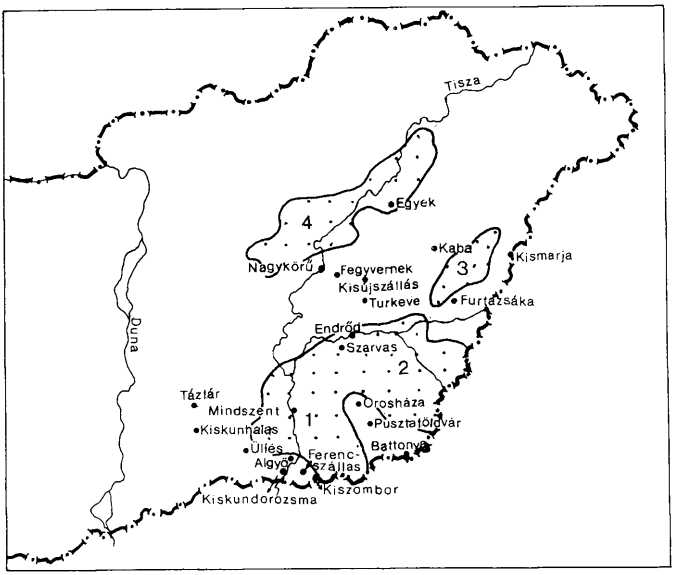
lépnek fel. Néhány medenceperemi litofácies őslénytani jellemzését is megadta (KORPÁSNÉ, 1983, 1985, 1987a, 1987b, 1990).

GAJDOS és szerzőtársai 1983-ban tették közzé az alföldi pannon rétegsor litosztratigráfiai beosztását, az egyes formációkat azonban biofaciológiailag nem jellemezték. Az alföldi üledékképződési környezetek malakológiai jellemzésére eddig csupán egyetlen próbálkozás történt: POGÁCSÁS és munkatársai (1990) a Békési-medence környékén a szeizmikus szelvényeken azonosított környezeteket korrelálták a molluszka-biofáciesekkel.

A törmelékes szedimentológia módszereinek alkalmazása jelentős előrelépést jelentett az alföldi pannon rétegsor megismerésében, segített az egyes litosztratigráfiai egységek és litofáciesek medenceméretű korrelációjában és térképezésében, a korábbi problémák megoldásában (RÉVÉSZ et al., 1989; JUHÁSZ et al., 1989; JUHÁSZ, 1991). Így lehetővé vált, hogy az egész Alföld pannóniai üledékösszletére kiterjedően vizsgáljuk a litofáciesek és molluszka-biofáciesek kapcsolatát.

Felhalmozódási környezetek

A Pannon-tó kialakulásában és feltöltődésében meghatározó szerepet játszott az Alpok-Kárpátok térségének tektonikai változása az újalpi ciklus során. Az alpi-kárpáti régió kiemelkedése szolgáltatta azt a hatalmas mennyiségű törmelékanyagot, amelyet a csapadékos klíma hatására nagy vízhozamú folyók juttattak el a süllyedő medencerés



2. ábra. A szövegben említett helységek és földrajzi egységek. 1: Makó-Hódmezővásárhelyi árok, 2: Békési medence, 3: Derecskei árok, 4: Jászsági süllyedék

Fig. 2. Location map of the referred sites. 1: Makó—Hódmezővásárhely depression, 2: Békés basin, 3: Derecske depression, 4: Jászság basin

zekbe. Az oldaleltolódások és normál vetők mentén felnyíló medencében (ROYDEN, 1988) az egyenlőtlen süllyedés következtében mély részmedencék és hátságok alakultak ki (2. ábra). Az üledékképződés — mind mélységét, mind kiterjedését tekintve — egy beltenger méretű, redukált sótartalmú, endemikus faunájú tóban folyt. A pannon elején az aljzatmorfológia nem feltétlenül tükrözte a mai medencealjzat morfológiáját, a süllyedés időben és térben eltérő mértékben, fokozatosan történt. Ezt az egyes litofácies egységek mélység- és vastagságviszonyai egyértelműen jelzik.

Az ősföldrajzi helyzetből, a paleomorfológiából és a paleovízgyűjtő területek elhelyezkedéséből következően jelentősebb mennyiségű törmelékes üledékanyag először az Alföld medencéjének ÉNy-i és K-i, ÉK-i részeit érte el (a Nyírség nagy vulkanittömegét megkerülve), valamint behordódás valószínűsíthető DNy-i irányból is az alapképződmények kifejlődése alapján, amely jól kijelöli a fő üledékszállítási irányokat (3. ábra). A déli területrészen a pannóniai korszak első felében semmilyen, vagy csak kis mértékű üledékképződés folyt az igen csekély törmelékutánpótlás következtében, pelágikus tavi agyagos-karbonátos rétegsorokat létrehozva („bazális márgák"). Az Alföld déli részén néhány szárazulat (sziget) partvonala mentén a hullámverés hatására abráziós homokkő és konglomerátum képződött (3. ábra).

A mélyvízi márgák fölött a medencerészek legmélyebb zónáiban vastag turbidit sorozat települ. Képződése minden bizonnyal összefügg a fokozatos, időnként szakaszosan bekövetkező süllyedéssel. Ma már bizonyított tény, hogy a törmelékes turbiditek képződése szoros kapcsolatban áll a tengerszint ingadozásokhoz kötődő alacsony vízállásokkal („lowstand") (SHANMUGAM et al., 1985). Bár ma még nem tisztázott, hogy a Pannon-tó vízszintje milyen mértékben követte a globális eusztatikus tengerszint változásokat, erre vonatkozóan már folynak vizsgálatok (POGÁCSÁS et al., 1988; TARI et al., 1992). A turbidit összlet legfelső része a delta rendszerhez kapcsolódik. A medence egykori morfológiájától és a tektonikai eseményektől függően az Alföld különböző részmedencéiben különböző geometriájú és felépítésű turbiditek különíthetők el (ld. a következő fejezetben).

A Pannon-tó feltöltésében jelentős szerepet kaptak azok a bő vízhozamú, nagy mennyiségű törmelékanyagot szállító folyók, amelyek hordalékukat a beömlés helyeinél rakták le. A legjelentősebb deltarendszerek ÉNy-i és ÉK-i irányból érték el az Alföldet, bár más irányból is történt üledékszállítás. A folyók beömlési helyeitől távolabb, a partvonalak mentén eközben jellegzetes tavi üledékképződés folyt (JÁMBOR, 1980b, 1989). Mivel a medencében a self igen keskeny lehetett, szerepe alárendelt volt, így a delta lejtő és a medence lejtő környezetek az üledékképződés szempontjából gyakorlatilag egybeolvadtak, nem különíthetők el a litofáciesek alapján.

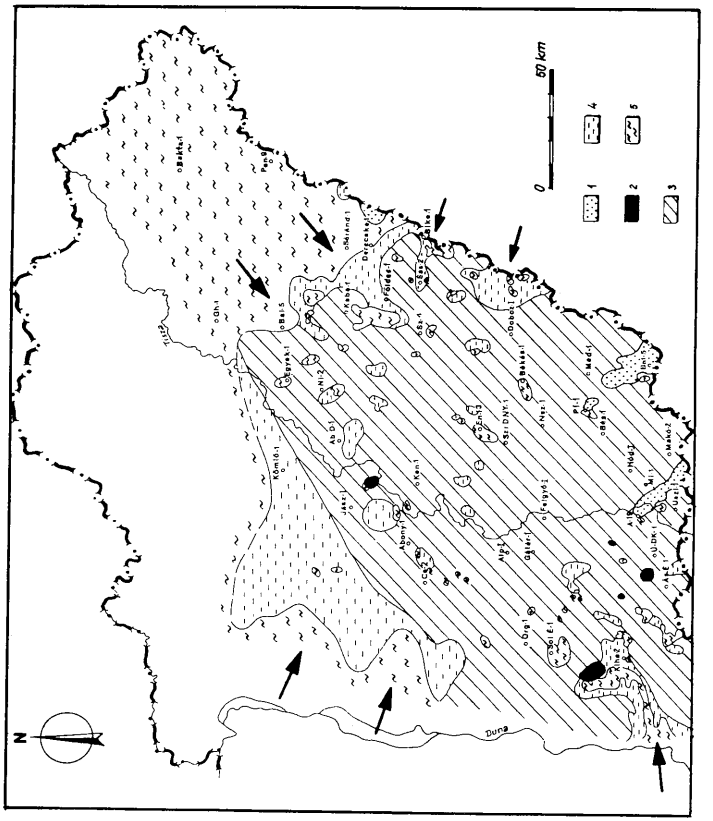
A deltarendszer kialakulásában a környezeti tényezők közül az árapály hatása elhanyagolható, a hullámzás energiája kis mértékben közrejátszott, a legjelentősebb szerepet azonban a folyóvízi folyamatok játszották, így jellegzetes fáciesasszociációk jöttek létre az erőteljes feltöltődés nyomán. E fáciesek mind a magvizsgálatok, mind a karotázs szelvényalak vizsgálatok alapján elkülöníthetők (4. ábra).

Az elkeveredés során a belépő folyók vizének hordaléka ellensúlyozhatta a tó brakkvizének nagyobb sűrűségét, amit a vastag, jól kifejlett, nagy területen követhető delta front fácies, és a sűrűségi áramlásokkal a lejtő aljára jutott áthalmozott üledékek is jeleznek (ELLIOTT, 1986).

A felhalmozódási környezetek alapján POSTMA (1990) osztályozási rendszere szerint Gilbert-típusú delta rendszer alakult ki, amelyet nagy vízmélység, meglehetősen meredek dőlésű delta lejtő (3—15°), ugyanakkor finomszemcsés törmelékanyag jellemzett. A változó mértékű törmelékutánpótlás és a mobilis (helyüket gyakran változtató) medrek, a több irányból történő behordás miatt nem sorolható a torkolati zátony típusú delták közé (4. ábra). A hagyományos osztályozás szerint folyóvíz uralta, karéjos típusú delta környezet (FISHER et al. *in* ELLIOTT, 1986) alakult ki.

A delta feltöltődés során létrejött pannóniai litofáciesek nem olyan változékonyak, mint az irodalmi példákon, és recens környezetek analógiáiban tapasztalható, viszont a vastagságértékek nagyságrenddel nagyobbak. Ez feltehetően az igen gyors és nagy tömegű felhalmozódásnak köszönhető, mint ahogyan az is, hogy a delta síkság rétegsorában a pelites üledékek részaránya viszonylag kicsi, az uralkodó kőzettípus a finom- és aprószemű homokkő, amelybe aleurolit és agyagmárga rétegsorok iktatódnak közbe. Éppen ezért a delta front és delta síkság fáciesek az egész Alföldön egy összefüggő litofácies egységet alkotnak.

A delta háttér mocsári, ártéri képződményei e képződménycsoport fölött települve mind a litológia, mind a biofácies tekintetében élesen elkülönülnek, és fokozatosan alluviális síkság üledékek fejlődnek ki belőlük. Ez az üledékképződés egészen a pannon végéig folytatódott.


60 km
0
1
2
3
4
5
N
Duna

A lito- és biofáciesek jellemzése, korrelációja

Alapkonglomerátum

Az Alföldön viszonylag kis elterjedésben, az egykori szigetek partvonala mentén a pannóniai rétegsor abráziós durvatörmelékes összlettel kezdődik (Békési Formáció). A képződménycsoportot oligomikt homokos finomszemcsés konglomerátum és kavicsos, durvaszemű homokkő építi fel. Vastagsága sehol nem haladja meg a 100 métert, átlagosan 30—40 m. Legvastagabb az alaphegységi kiemelkedések szárnyain, a tetőzóna és a mélyebb területek irányában elvékonyodik, és ki is ékelődik. Elterjedési területe: Algyő, Ferencszállás, Kiszombor, Battonya, Pusztaföldvár, Kismarja és Endrőd. Másutt e képződmény nem került feltárásra, de nem kizárt, hogy néhány cm vastagságban jelen van. Fölötte a gyors transzgresszió és süllyedés nyomán pelites képződmények települnek, az algyői- és battonyai hátságon mészmárga, Kismarján agyagmárga a fedője (3. ábra).

A nagy porozitású kőzetből a molluszkák héja minden esetben kioldódott, túlnyomórészt lenyomat és kőbél, kivételesen kalcit pszeudomorfóza formájában maradtak meg. A rossz megtartási állapot miatt sajnos a határozás is gyakran bizonytalan. Leginkább nagyméretű, vastag héjú formák jellemzők. A sekély, erősen mozgatott vízben a kagylók vagy bisszusszal *(Congeria balatonica, Dreissenák)*, vagy a mészkiválasztás növelése révén vázuk súlyával *(Congeria ungulacaprae)* stabilizálták magukat az aljzaton. A fauna összetételére a *Congeria* és *Lymnocardium* fajok dominanciája jellemző, a csigák részaránya igen alacsony (5. ábra, A). A faji összetételben a különböző lelőhelyek molluszka együttesei között különbségek mutatkoznak.

Battonya környéki fúrások magmintáiban többször fordul elő *Lymnocardium schmidti* (M. HÖRNES), *L. hungaricum* (M. HÖRNES), *L.* cf. *majeri* (M. HÖRNES), *Dreissena* sp. Egy-egy mintában találtunk *Lymnocardium cristagalli* (ROTH), *L.* cf. *banaticum* (FUCHS), *„Didacna"* sp., *?Prosodacnomya* sp., *Phyllocardium planum* (DESHAYES), *Congeria rhomboidea* M. HÖRNES, *Congeria* cf. *balatonica* PARTSCH, *Melanopsis (Lyrcaea)* sp. példányt vagy példányokat. A finomszemű aljzatra specializálódott *Budmaniák (L. cristagalli)* jelenléte a fauna részben összemosott voltára utal.

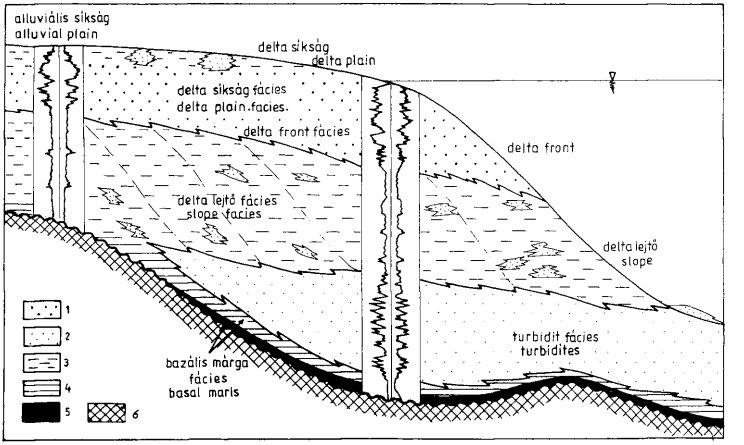
A pusztaföldvári fúrásokból felszínre került ősmaradványanyag lényegesen szegényesebb. A csigák gyakorisága és a meghatározott fajok ritkasága miatt érdekes a Pf—20 fúrás faunája: *Congeria* sp., *Congeria* cf. *simulans* FUCHS, *Lymnocardium* sp., *?Dreissena* sp., *Melanopsis defensa* FUCHS, *Theodoxus* sp., *„Gyraulus"* sp., Gastropoda sp.

A Ferencszállás—kiszombori terület fúrásaiból ismét nagyobb anyag került elő. Több példányban található a *Lymnocardium* cf. *banaticum* (FUCHS), *L.* cf. *majeri* (M.

---

3. ábra. A pannóniai s.l. alapképződmények területi elterjedése és kifejlődése az Alföldön. 1: alapkonglomerátum és homokkő, 2: vulkanit, 3: mészmárga, 4: márga, 5: agyagmárga. A nyilak a fő üledékszállítási irányokat jelzik.

Fig. 3. Initial members of the late Neogene sequence in the Alföld. 1: basal conglomerate and sandstone, 2: volcanic rocks, 3: calcareous marl, 4: marl, 5: argillaceous marl. The arrows indicate directions of sediment transport.



4. ábra. Az alföldi medencebeli pannóniai s.l. litofáciesek és felhalmozódási környezetek elvi szelvénye és ezek jellegzetes megjelenése karotázs szelvényen. Az uralkodó kőzettípusok: 1: közép és finomszemcsés homokkő, 2: finomszemcsés homokkő, 3: aleurolit, 4: agyagmárga, 5: márga, mészmárga. 6: prepannon aljzat.

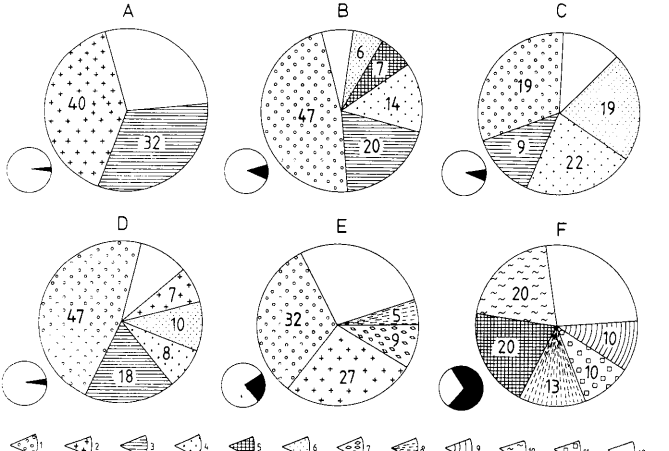
Fig. 4. Schematic diagram showing the relationship between the sedimentary environments and lithofacies, as well as their characteristic well log response (SP and resistivity) in the basin area of the Alföld. Prevailing rock types are: 1: medium and fine-grained sandstone, 2: fine-grained sandstone, 3: siltstone, 4: argillaceous marl, 5: marl, calcareous marl. 6: Pre-Pannonian basement.

HÖRNES), *L.* cf. *hungaricum* (M. HÖRNES), ?*Plagiodacna* sp., *Congeria triangularis* PARTSCH, *C.* cf. *balatonica* PARTSCH, *C.* cf. *ungulacaprae* MÜNSTER. Előfordul még *Lymnocardium schmidti* (M. HÖRNES) vagy *dumicici* (GORJANOVIC-KRAMBERGER), *L.* cf. *penslii* (FUCHS), *Pseudocatillus* sp., ?*Prosodacnomya* sp., *Dreissena* cf. *auricularis* (FUCHS), *Dreissenomya* sp., *Congeria zagrabiensis* BRUSINA, *Melanopsis* sp.

Az alapkonglomerátum és homokkő ősmaradványai Algyőn igen rossz megtartásúak. Fajra határozható formák a következők: *Lymnocardium hungaricum* (M. HÖRNES), *Congeria* cf. *balatonica* PARTSCH, *Congeria* cf. *partschi* CZJZEK. Itt is gyakoriak a nagy *Lymnocardium*ok, mellettük csak *Congeriá*k ismerhetők fel.

Pelites, nyíltvízi képződmények

A pannon rétegsor kezdő képződményeit az Alföld legnagyobb területén tavi eredetű mészmárga, márga, agyagmárga rétegsorok alkotják, illetőleg a durvatörmelékes alapkonglomerátum fedőjét is ezek képezik. A pelites sorozat karbonáttartalma fölfelé fokozatosan csökken, előbb márgába, majd agyagmárgába megy át. Battonya—Pusztaföldvár térségében a karbonáttartalom olyan magas, hogy a kőzet mészkőnek minősül, amely sajátos az alföldi pannóniai rétegsorban.

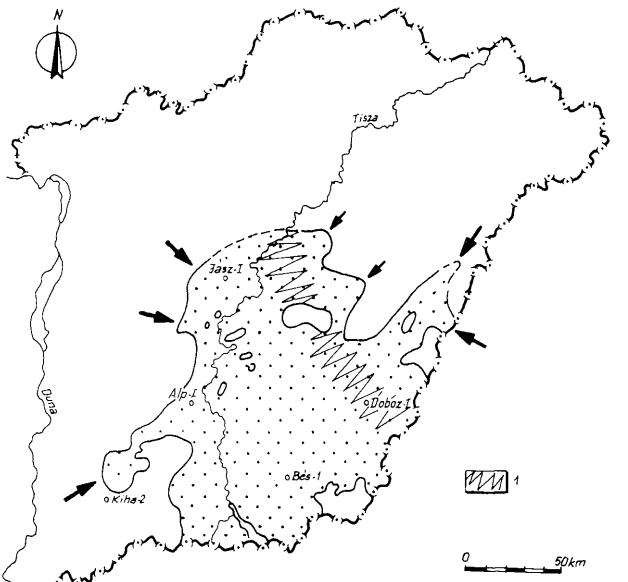


5.ábra. A puhatestű-nemzetségek gyakorisága (százalékban) az alföldi litofáciesekben (az egyedszám figyelmen kívül hagyásával). A kis kördiagramokon a csigák aránya feketével van feltüntetve. **A:** alapkonglomerátum, **B:** pelites alapképződmények, **C:** turbiditek, **D:** delta lejtő üledékek, **E:** delta front és delta síkság üledékek, **F:** fluvio-lakusztris összlet. **1:** *Paradacna*, **2:** *Lymnocardium*, **3:** *Congeria*, **4:** *Dreissenomya*, **5:** *Planorbidaek*, **6:** *„Pontalmyra"*, **7:** *Caladacna*, **8:** *Viviparus*, **9:** *Anodonta*, **10:** *Bithynia*, **11:** *Theodoxus*, **12:** egyéb. A számítások kb. 150 mélyfúrás adatai alapján készültek.

Fig. 5. Percentage of the most common mollusc genera in the Alföld late Neogene lithofacies (without considering numbers of individuals) based on core samples of about 150 boreholes. In the small diagrams ratio of gastropods shaded. A: basal conglomerate, B: basin marl, C: turbidite facies, D: slope facies, E: delta front and delta plain facies, F: fluvial-lacustrine facies. 1: Paradacna, *2:* Lymnocardium, *3:* Congeria, *4:* Dreissenomya, *5: Planorbids, 6:* „Pontalmyra", *7:* Caladacna, *8:* Viviparus, *9:* Anodonta, *10:* Bithynia, *11:* Theodoxus, *12: others.*

A mészmárga-márga szint (Tótkomlósi Formáció) nagy elterjedést mutat. Valójában azonban ez a képződmény több litofáciest, vagyis több üledékképződési környezetet képvisel. Néhány alaphegységi kiemelkedés tetőzónájában, ahol igen csekély vízmélység és nyugodt leülepedési körülmények tételezhetők fel, a kőzet világossárga színű és piritesedett növénytöredékeket tartalmaz. A vízmélység növekedésével a mészmárga kifejlődése megváltozik, erősen pirites lesz, színe barnává, majd az erősen redukált, euxin körülmények, valamint a magas szervesanyagtartalom hatására feketévé válik. Meredek aljzatmorfológiához kötődve a neogén aljzatból származó exotikus kavicsok jelenhetnek meg a rétegsorban (pl. Kiskundorozsma, Kismarja).

E pelites képződmények a medence DK-i része felé egyre fiatalabb korúak. A mészmárga szint részletes szedimentológiai vizsgálata egyelőre nem történt meg, így keletkezésének körülményei nem tisztázottak. Az Alföld D-i részén található pannóniai vulkanitok a mészmárgába települnek közberétegződéseket, lepelszerű lávapadokat, vulkáni kúpokat alkotva.



6. ábra. A finomhomokos kifejlődésű turbidit fácies (Szolnoki Formáció) elterjedése az Alföldön. 1: a különböző irányból érkező felhalmozódások összefogazódása

Fig. 6. Areal distribution of the fine-grained sandy turbidite sequence in the Alföld. The arrows indicate directions of sediment transport. 1: interfingering of the turbidites arriving from different directions

A nyíltvízi agyagmárga (Nagykörűi Formáció) általánosan elterjedt az Alföldön, a mészmárgára túlterjedő módon települ. Alsó részén meredek aljzatmorfológiához kötődve az aljzatból származó kavicsok kerülhettek a rétegsorba. Felső részén jellemző a vékony aleurolit, majd vékony finomhomokkő csíkok megjelenése, amelyek a turbiditek disztális részeinek elvégződéseit képviselik.

A battonya—pusztaföldvári hátságon és az algyői gerincen számos fúrás tárta fel a koglomerátum (homokkő) és a mészmárga határát. Az átmenet mind kőzettani, mind biofaciológiai szempontból fokozatos. A molluszka együttesekben a sekély-, de nyíltvizi formákat fokozatosan mélyvízi fajok váltják fel. A mészmárga legalján még előfordulnak *Lymnocardiumok (L. hungaricum, L. schmidti, L.* cf. *majeri), Pteradacna pterophora* (BRUSINA), nagy *Congeriák (C.* aff. *partschi* CZJZEK, *C.* cf. *markovici* BRUSINA, *C.* cf. *zagrabiensis* stb.), de már gyakoriak a mélyvízi nagy tüdőscsigák *(Valencienius„Radix"),* a *Paradacnák* és — Battonyán — a *Congeria banatica* R. HÖRNES is.

Néhány helyen (pl. Endrőd—7, Kisújszállás—2, Tázlár—25 és —26 fúrások), ahol nincs, vagy nagyon vékony az alapkonglomerátum, és a pannon rétegsor közvetlenül

mészmárgával kezdődik, sajátos Planorbidae-s (?*Gyraulus*-os) biofácies figyelhető meg, nagyon rossz megtartású ősmaradványokkal (Dreissenidaek, Lymnocardiidaek).

A molluszkafauna fokozatos elszegényedése a víz kimélyülését jelzi. A Pannon-tó endemikus molluszkafaunájából csak nagyon kevés forma tudott alkalmazkodni az esetenként több száz méteres vízmélységhez és az oxigénszegény környezethez. Belőlük alakult ki az az alacsony diverzitású, perzisztens együttes (SZÉLES, 1971b; MAGYAR, 1991), amely az egész Pannon-medence mélyvízi üledékeit jellemzi, s amely a pontusi korszak elején a Dáciai- és Fekete-tengeri medencéket is meghódította (STEVANOVIĆ et al., 1990). Az együttest kicsi vagy közepes méretű, vékony héjú, félig vagy teljesen beásó életmódot folytató Cardiidae-k *(Paradacna abichi* (R. HÖRNES), *Paradacna „lenzi"* (R. HÖRNES), *„Pontalmyra" otiophora* (BRUSINA) és Dreissenidae-k *(Dreissenomya digitifera* (ANDRUSOV), *Congeria* sp. (a Modioliformes ANDRUSOV csoportból)jellemzik, esetenként tüdőscsigákkal *(Valenciennius, „Radix"*, Planorbidae-k). Más gastropodákat vagy a *Lymnocardium* genus képviselőit még csak besodort állapotban sem találtuk meg a mélyvízi üledékekben (5. ábra, B).

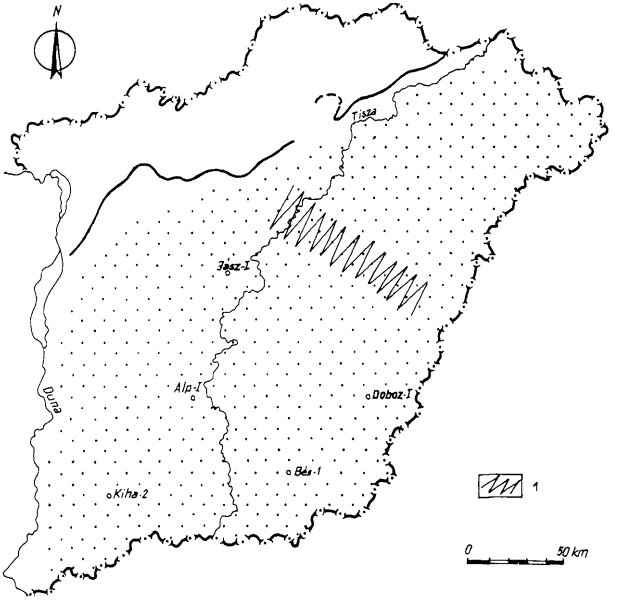
Turbidit fácies

A medencerészek legmélyebb zónáiban vastag turbidit összlet halmozódott fel. A finomhomokos kifejlődésű turbiditek (Szolnoki Formáció) elterjedését szemlélteti a 6. ábra. E nagy tömegű turbidit részletes fácieselemzését nehéz lenne elvégezni a rendelkezésre álló adatok alapján, képződésük szempontjából azonban elkülöníthető az Alföld középső, döntően nagyobb területén található összlet, és a K-i részén, a Derecskei-árok vonalában és ettől DK-re elhelyezkedő turbidit rétegsor. A különböző irányokból érkező, különböző sajátosságokkal rendelkező felhalmozódások a Békési-medence területén fogazódnak össze.

Az ÉNy-i, Ny-i irányból érkezett hatalmas tömegű törmelékanyag nagy vastagságú turbidit kötegeket alkot, amelyek nagy területi elterjedést mutatnak. Turbidit medreket azonban szeizmikus szelvényeken csak elvétve találhatunk néhány helyen, tehát a nagy tömegű és gyors beáramlás gyakorlatilag lineárisnak tekinthető, ahol a medrek elszakadnak a turbiditestektől, illetőleg a homokos üledékek nem maradnak a medrekben, hanem átlépnek azon. Ez megegyezik a MUTTI (1985) által meghatározott II. turbidit típussal.

Az ÉK-i irányból érkezett mélyvízi turbiditek egy vízalatti hordalékkúp rendszert alkotva töltötték fel a Derecskei-árkot, majd azon végighaladva eljutottak a Békési-medencébe. A homokos meder és lebeny *(fan-lobe)* üledékek az árok tengelyvonalában találhatók meg, míg az árok peremein vastag pelites üledéksorok települnek. Ezek a hordalékkúp nagy tömegű parton kívüli *(overbank deposits)* üledékeit, valamint — különösen a rétegsor felsőbb szakaszain — az árok szárnyai felől érkező, finomtörmelékes lejtőüledékeket *(slope apron)* — csúszás, suvadás, iszapfolyás stb. — tartalmazzák. Ezek a pelites üledékek a jelenleg rendelkezésre álló eszközökkel (geofizikai, geológiai anyagvizsgálati információkkal) nem különíthetők el határozottan a bazális márgáktól és a delta lejtő üledékektől.

A turbiditösszlet homokkőrétegei faunamentesek. A finomszemű rétegekben ugyanazt a puhatestű-együttest találjuk, mint a bazális márgákban. Eltérés csupán a gyakoriságí



7. ábra. Az azonos elterjedésű delta lejtő, delta front és delta síkság litofáciesek kiterjedése az alföldi medencerészekben. 1: a fáciesösszefogazódás területe.

Fig. 7. Areal distribution of the delta slope, delta front, delta plain and littoral lithofacies in the Alföld basin area. 1: interfingering of the different lithofacial units

viszonyokban mutatkozik; különösen feltűnő a *„Pontalmyra" otiophora* sűrűbb előfordulása (5. ábra, C).

Delta lejtő fácies

A delta lejtő és medence lejtő üledékes környezetben képződött litofácies uralkodóan pelites kifejlődésű és általános elterjedésű az egész Alföldön. A folyók beömlési helyeitől távolabb eső peremi területeken hasonló kőzettani kifejlődésű, litorális, sekély szublitorális fáciesű rétegsor helyettesíti. Gyakorlatilag teljes egészében ez alkotja az Algyői Formációt, kivéve a Derecskei-árokban és a peremeken (4. és 7. ábra).

Az agyagmárga és aleurolit váltakozásával jellemzett rétegsorokba helyenként vékonyabb-vastagabb homokkő rétegek települnek. Az üledéksor felső részén e homokkőtestek torkolati zátony és áthalmozott eredetűek, mivel a delta ág esetleges áthelyeződéséből, ill. a vízszintemelkedésből következően a korábbi zátony üledékeket a hullámzás energiája többé-kevésbé átmozgatta, majd újra leülepítette. A felhalmozódás nagy sebességét jelzi, hogy viszonylag kevés helyen találunk közvetlenül a delta front alatt jelentősebb vastagságban ilyen átdolgozott homokköveket.

A pelites rétegsor alsóbb részein előfordulhatnak vastagabb vízalatti mederkitöltések, illetőleg üledékcsúszások, suvadások, szemcsefolyások által leülepített homokos kifejődésű rétegek, valamint a lejtőláb közelében jellegzetes, felfelé durvuló szemcseösszetételű, hordalékkúp-lebeny *(fan-lobe)* üledéksorára emlékeztető homokkő üledékritmusok.

Az Alföld területén néhány helyen, általában alaphegységi kiemelkedésekhez kötődve, tapasztalható a delta lejtő erősen homokos kifejlődése. Ezekben a rétegsorokban a homokkő részaránya igen nagy, így nehezen különíthető el a delta front, ill. az alatta települő turbidit üledékektől (Szarvas, Üllés, Orosháza, Nagykőrű, Fegyvernek).

A lejtő üledékek magassága a mindenkori vízmélységre enged következtetni; az összlet vastagsága a legmélyebb zónákban eléri a 800—900 métert is. Az üledék kompakcióját figyelembe véve az egykori vízmélység ennél jóval nagyobb lehetett. Ekkora mélység mellett a lejtő rétegsor alsó részében még csak a bazális márgákra és a turbiditekre jellemző szegényes puhatestű együttest találjuk. A delta lejtő felső részén azonban már elszórtan megjelennek a tipikus mélyvízi együttesben idegen formák is, elsősorban *Lymnocardium*ok és *Congeriák* (5. ábra, D). Előbbiek közül a *L. majeri* és alakköre hatolt a legmélyebbre, utóbbiak közül a *C. czjzeki* M. HÖRNES, *C. zagrabiensis, C. croatica* BRUSINA. Előfordul még a *Caladacna steindachneri* (BRUSINA), *Pteradacna pterophora, ?Dreissenák* és különféle csigák is. Elképzelhető, hogy ezek egy része sekélyebb vízi környezetből szállítódott ide. A leggyakoribb forma a *Paradacna abichi.* A delta lejtő felső részén a többi fácieshez képest feltűnően gyakran találjuk a vázait páros teknővel, sokszor élő helyzetben betemetődve. Úgy tűnik, itt volt legkisebb az esély a vázak betemetődés utáni áthalmozódására.

Az Alföld ÉK-i részén található egy zóna, amelyben a delta lejtő és delta front sorozatok több ritmusban megtalálhatók egymás fölött. Ez egyrészt a vízszint relatív ingadozásának, tektonikai változásoknak köszönhető. Ennek következtében itt találkozott az ÉK-i és ÉNy-i irányból érkező delta rendszer egy-egy ága, térben és időben bonyolult összefogazódásokat létrehozva (7. ábra). A Nagyiván—2 fúrásban, 900 m körüli mélységben a delta lejtő felső részére jellemző fauna *(Congeria zagrabiensis, C. croatica, Pteradacna pterophora, Lymnocardium* sp. stb.) található delta síksági litofácies fölött.

Delta front és delta síkság fácies

A delta front és delta síkság környezetben képződött üledéksorok egymástól nehezen különíthetők el, egy litofácies egységet képeznek, mivel az igen gyors üledékfelhalmozódás következtében a delta síkságon is a homokos üledékek részaránya dominál. Ez a litofácies egység alkotja a Törteli Formációt, amely az egész Alföldön általánosan elterjedt képződmény (4. és 7. ábra).

A rétegsor alulról felfelé durvuló szemcseösszetételű, viszonylag vastag, delta fronton képződött torkolati zátony sorozattal fejlődik ki az alatta települő pelites delta lejtő üledékekből az Alföld nagyrészén. A felfelé durvuló szemcseösszetétel a delta előrenyomulását jelzi. Néhány helyen a delta-ágak medrei bevágódtak a delta front rétegsorba, és mederkitöltés üledékritmusok, másutt kisebb vastagságú gátszakadás *(crevasse splay)* üledékek települnek közvetlenül a pelites delta lejtő sorozatra. Igen ritkán előfordul, hogy a rétegsor felfelé finomodó szemcseösszetételű, áthalmozott

üledékritmussal indul. Ez azt jelzi, hogy itt a hullámzás energiájának volt elegendő ideje átmozgatni a delta fronton lerakódott üledékeket.

A litofáciest teljes vastagságban döntően delta-ág mederkitöltés, gátszakadás és torkolati zátony homokkő üledékritmusok építik fel. A közöttük levő, igen kis vastagságban jelentkező finomszemcsés rétegsorokra jellemző a mocsári, ártéri, lagúna, ill. sekélyvízi litorális üledékek kifejlődése. A rétegsorban már vékonyabb-vastagabb földes-fás barnakőszén, ill. lignit betelepülések is megjelennek.

Ezekben a változatos üledékképződési környezetekben különböző, aránylag nagy diverzitású puhatestű együttesek éltek. A lapos morfológiájú terepen az időnként bekövetkező néhány méteres vízszintingadozások a fácieshatárok több km-es eltolódásához vezethettek. Így magyarázható, hogy néhány területen, helyenként összefogazódva vagy egymás fölött ismétlődve fordulnak elő a nyíltvízi, partközeli és mocsári biofáciesek (MAGYAR & RÉVÉSZ, 1976; RÉVÉSZ, 1980). Ezeken a területeken a litofáciesek változékonysága is szembetűnő.

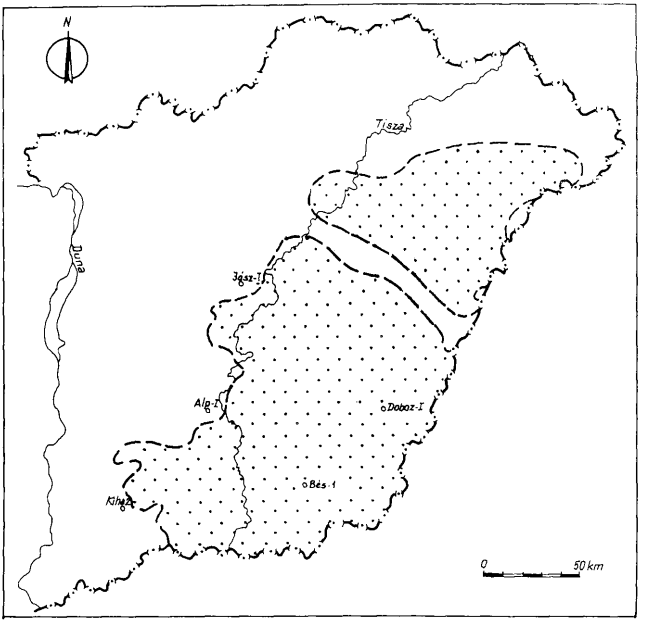
A leggyakoribb forma a *Paradacna abichi*, illetve annak — sokszor területenként eltérő — különböző, olykor a *Paradacna okrugici* (BRUSINA) fajra emlékeztető változatai. A többi mélyvízi forma közül a *Dreissenomya digitifera* és a mélyvízi *Congeriák* egyáltalán nem, a *Valenciennius*ok pedig csak igen ritkán jelennek meg a delta front-delta síkság üledékekben (5. ábra, E).

A delta front homokos aljzatán a jól átszellőzött, nyílt, de néhány méternél nem mélyebb vizet kedvelő formák *(Dreissenák, Pseudocatillus*ok, *Lymnocardium*ok) éltek. Hasonló mélység mellett, de finomszemű aljzaton is gyakori a *Caladacna steindachneri* és a *Lymnocardium ochetophorum* (BRUSINA). A Kaba—D—1 fúrásban gazdag *Congeria rhomboideás* faunát *(C. rhomboidea, Dreissena* sp., *Lymnocardium hungaricum, L. schmidti, Valenciennius* sp.) találtunk a Törteli Formációban. SZÉLES (1971a) és KORPÁSNÉ (*in* FRANYÓ, 1979) szerint hasonló együttesek kerültek elő a Fegyvernek—1, Furtazsáka—2, Túrkeve—1, illetve az Egyek—1 fúrásból is; ezek azonosításunk szerint szintén a delta lejtő felső vagy a delta front—delta síkság litofácies alsó részébe tartoznak.)

A delta síkságon a szárazföld irányában (tehát a feltöltődés előrehaladtával) egyre gyakoribbak lesznek a csigák és ritkábbak a *Paradacnák*, a nagy *Congeriák* helyett kisebb *Dreissenák*, a *Lymnocardium*ok helyett *Prosodacnomyák* jellemzők. Az édesvízi formák *(Anodonta, Unio, Viviparus* stb.) aránya fokozatosan növekszik.

Fluvio-lakusztris fácies

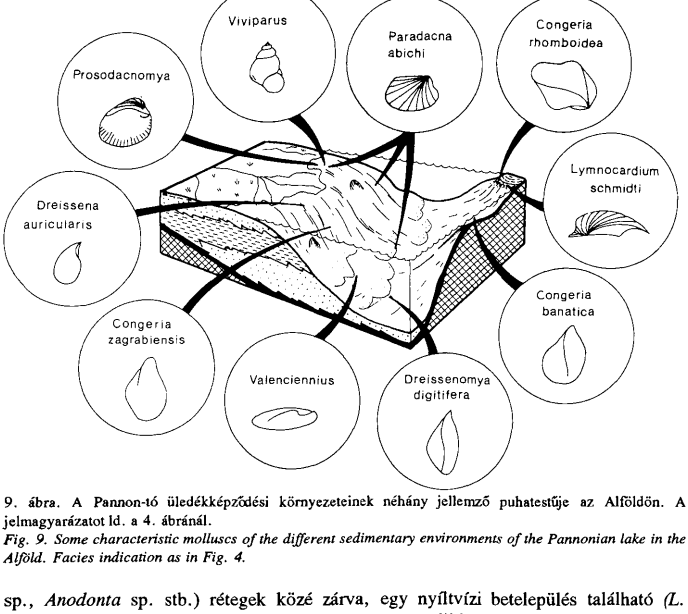
A delta síkság homokos kifejlődésű fáciese fölött települ a delta háttér mocsári, ártéri környezetben lerakódott üledékes együttese, majd ebből fokozatosan fejlődnek ki egy fluvio-lakusztris rendszer üledékei. Ezen üledékösszlet valójában egy litofáciest képvisel, amelyet a litosztratigráfia Zagyvai Formáció névvel illet. Elterjedése nem általános az Alföldön, hanem a pannon végéig a legintenzívebben süllyedő területekre korlátozódik. Az Alföld többi, kiemeltebb területén, ahol ez a litofácies nem fejlődött ki, a pannon összlet felső részéig uralkodóan homokos lerakódásokat találunk, amely sem a karotázsgörbék, sem a molluszkák alapján nem különül el a delta síkság fáciestől (8. ábra).



8. ábra. A fluvio-lakusztris litofácies területi elterjedése az Alföldön.
Fig. 8. Areal distribution of the fluvial-lacustrine lithofacies association in the Alföld.

A litofácies egység uralkodóan pelites kifejlődésű, jellemző az aleurit, agyagmárga és homokkő igen sűrű, vékonypados váltakozása. A rétegsort az alluviális síkságon, fluvio-lakusztris környezetben képződött finomtörmelékes üledékanyag, ártéri, mocsári, tavi, természetes gát pelites üledékek, valamint az áradások idején bekövetkező gátszakadások *(crevasse splay)* homokos, turbidit üledékszerkezeti jegyeket tartalmazó, de felfelé durvuló szemcseösszetételű lerakódásai építik föl. A monoton, sűrűn rétegzett összletet helyenként meanderező folyók homokos mederkitöltései, ill. felfelé finomodó szemcseösszetételű, jellegzetes karotázs szelvényalakkal rendelkező övzátony üledékritmusok szakítják meg. Gyakoriak a tarka agyag és földes-fás barnakőszén települések.

Ebben a fáciesben csupa édesvízi, a Kárpát-medencében ma is élő genus — főleg csiga — található: *Bithynia, Planorbis, Theodoxus, Unio, Anodonta, Viviparus, Dreissena, Melanopsis* (5. ábra, F). A jelentős vízszintváltozások bizonyítékaként a Mindszent—1 fúrásban, édesvízi faunájú *(Theodoxus* cf. *radmanesti* BRUSINA, *Bithynia*



9. ábra. A Pannon-tó üledékképződési környezeteinek néhány jellemző puhatestűje az Alföldön. A jelmagyarázatot ld. a 4. ábránál.

Fig. 9. Some characteristic molluscs of the different sedimentary environments of the Pannonian lake in the Alföld. Facies indication as in Fig. 4.

sp., *Anodonta* sp. stb.) rétegek közé zárva, egy nyíltvízi betelepülés található *(L. ochetophorum, L. (?Bosphoricardium)* sp., Lymnocardiidae sp.).

Az alluviális síkság környezetben történő üledékképződés a pannóniai végéig folyt a megjelölt területen. Az Alföld ÉK-i részén, kis területi elterjedést mutatva, ezen uralkodóan pelites üledéksor fölött újra egy erősen homokos kifejlődésű rétegsor települ, hol elvékonyodva, hol erősen kivastagodva, melynek genetikájáról, magminták hiányában, valamint a gyér fúrássűrűség miatt, egyelőre keveset tudunk.

Diszkusszió

A pannóniai puhatestűekkel foglalkozó paleontológusok közül BARTHA (1959, 1971) volt az első, aki a paleoökológiai vizsgálatokra igazán nagy súlyt helyezett. Más szerzők rendszerint két „fáciesben" (sekély- és mélyvízi, vagy partközeli és medencebeli, vagy homokos és agyagos üledékek) gondolkodtak (SÜMEGHY, 1939; STEVANOVIĆ, 1951; STRAUSZ, 1971; SZÉLES, 1971a), vagy legfeljebb e kettő között kijelöltek egy „átmeneti fáciest" (STEVANOVIĆ, 1985), mindezt szedimentológiai leírás és a környezetek értelmezése nélkül. BARTHA a fajokat sótartalom-igényük szerint csoportosította, és az egyes feltárásokban a faunában megfigyelhető változásokat az egykori környezet — elsősorban a víz sótartalmának — megváltozásával magyarázta.

Az alföldi medencerészben a pannon molluszkák elterjedését meghatározó tényezők közül ezzel szemben a vízmélység és az üledékképződési környezet volt a döntő. A sótartalom-különbségek hatása csak a legsekélyebb vízi környezetekben, a delta háttér és delta síkság folyóvízi és mocsári fácieseiben nyilvánvaló.

KORPÁSNÉ (1983, 1985, 1987a, 1990) a dunántúli hegységperemekről több jellegzetes paleoasszociációt írt le, ezek közül néhány az Alföldön is hasonló kifejlődésben található. A delta lejtő felső részének faunája a Congeria czjzeki—Paradacna abichi ökozónának felel meg. A delta síkságnak a szárazföld irányában egyre egyértelműbben édesvízi faunái a Gyraulus radmanesti—Prososthenia radmanesti, Melanopsis bouei sturii—Theodoxus sp., Viviparus sadleri—Unio atavus, Planorbarius sp.—Planorbis sp. asszociációkkal párhuzamosíthatók.

A biofaciológiai és biosztratigráfiai határok összekeverése állandó hibaforrást jelent a különböző képződmények korrelációjában. Sok gondot okozott a hazai pannon összlet tagolásánál, és téves megközelítéshez vezetett a környező országokban is. Az alföldi üledékképződési környezetek biofácies-zónái jól egyeznek SZÉLES (1971a) biosztratigráfiai szintjeivel. Az általa „alsó pannonnak" tekintett puhatestűek valójában a mélyvízi fáciesre, a „felső pannon" ősmaradványok pedig a delta síkságra jellemzők. Az „átmeneti szint" (SZÉLES, 1966), amelyben „alsó és felső pannon" ősmaradványok keverten fordulnak elő, a delta lejtő felső, partközeli részének és a delta frontnak felel meg. A puhatestű-biofáciesek tehát alapvetően a litofáciesekhez, azaz az üledékképződési környezetekhez kötődnek, és nem jelölnek korhatárokat (9. ábra). Megbízható biosztratigráfiai tagolást elsősorban az egyes fácieseken belül, a különböző formák feltűnésének, evolúciójának alapján lehet kialakítani.

Következtetések

Az összehasonlító munka során bizonyítást nyert, hogy az alföldi pannóniai litofáciesek és molluszka-biofáciesek szoros kapcsolatot mutatnak egymással.

A puhatestűek elterjedését a különböző környezetekben elsősorban a vízmélység és az üledékképződés jellege szabta meg. A mélyvízi képződmények (mélyvízi márgák, turbidit- és delta lejtő fáciesek) egységes és sajátos, alacsony diverzitású puhatestű együttest tartalmaznak *(Dreissenomya digitifera, „Pontalmyra" otiophora, Paradacnák, Valencienniusok*, mélyvízi *Congeriák*). A mélyvízi viszonyok közt csak az egyes formák gyakorisága változik az üledékképződési környezetnek megfelelően.

A sekélyvízi és partközeli képződmények (abráziós konglomerátum, sekélyvízi mészmárga, delta front és delta síkság üledékek) a mélyvízitől jól elkülönülő, az egyes környezetekre jellemző, de éles határokat ritkán mutató, változatos biofáciesekkel rendelkeznek. A jól szellőzött, nyílttavi környezetben a *Congeria, Lymnocardium, Caladacna, Pteradacna* és *Melanopsis* nemzetségek jellemzők. A delta síkságon, ahol az édesvízi hatás erős volt, az *Unio, Anodonta, Theodoxus, Viviparus* stb. genusok aránya jelentősebb.

A fluvio-lakusztris képződmények biofáciese ismét jellegzetes, élesen elüt a többitől, mert csak édesvízi molluszkákat tartalmaz.

Köszönetnyilvánítás

A szerzők ezúton szeretnének köszönetet mondani dr. Szentgyörgyi Károlynak és dr. Jámbor Áronnak a dolgozat elkészítése során adott tanácsaikért és a kézirat áttanulmányozásáért. Ezenkívül köszönjük Sipos Gyulánénak az ábrák elkészítésében nyújtott segítségét.

Review and correlation of the Late Neogene (Pannonian s.l.) lithofacies and mollusc biofacies in the Great Plain, eastern Hungary

Györgyi JUHÁSZ & Imre MAGYAR

Introduction

The Pannonian basin (Fig. 1) is a transtensional basin formed during the Miocene. It was characterized by lacustrine sedimentation, offering various ecological conditions for the endemic mollusc fauna. This paper deals with the late Neogene Pannonian s.l. sequence corresponding to the upper Miocene Pannonian and Pontian regional stages (according to the terminology of IUGS RCMNS) and the Pliocene.

Thorough palaeoecological study of the molluscs started several decades ago in outcrops and in shallow boreholes at the western margin of the basin, while principles of the deposition of the deep basin sequences were recognized in the southeastern Alföld (Hungarian Plain).

Since sedimentological study of deep basins and palaeoecological study of molluscs had been unreasonably separated, we found it important to compare the results of the two methods. First we determined the sedimentary environment (quality of substratum, water depth, etc.), as reflected by the lithofacies in cores and on well logs which influenced the distribution of mollusc species and genera. We searched a correlation between lithofacies and mollusc biofacies of the late Neogene deep basin deposits. In 150 boreholes in the Alföld, on the basis of electrofacies and core sample investigations, we identified 6 lithofacies: basal conglomerate, basin marl, turbidite, slope, delta front and delta plain, and fluvial-lacustrine facies. We revised the former determinations of molluscs from cores and grouped them according to the embedding lithofacies. A close correlation between lithofacies and mollusc biofacies was recognized.

Previous studies

The first comprehensive studies of the late Neogene sequence of the Alföld and the mollusc stratigraphy of this area were given by KŐRÖSSY (1968, 1971) and SZÉLES (1962, 1966, 1971a, 1971b), respectively.

On the basis of sedimentological studies, MUCSI and RÉVÉSZ were among the first to attach great importance to delta progradation in the filling of the basin (MUCSI, 1973; MUCSI & RÉVÉSZ, 1975; RÉVÉSZ, 1980). At the same time MAGYAR & RÉVÉSZ (1976) recognized that the deep water *Paradacna* association and the shallow water *Viviparus* association represent different facies rather than biostratigraphic units. They also reported their alternating occurrence in the sequence.

The sedimentological study of the Hódmezővásárhely—I (Hód—I) borehole and its surroundings by BÉRCZI & PHILLIPS (1985) revealed the filling mechanism of the deep Neogene basin in the southeastern part of Hungary. Further investigations were based on this facies model.

JÁMBOR (1980ab, 1985, 1989) studied the geology, stratigraphy, and facies distribution of the late Neogene sequence of the marginal and the basin areas. KORPÁSNÉ (1983, 1985, 1987a, 1987b, 1990) established a mollusc ecostratigraphy for these sequences in the basin margins and gave paleontological characterization of some marginal formations.

Lithostratigraphic subdivision of the late Neogene in the Alföld was published by GAJDOS et al. (1983). In the description of the formations, however, the biofacies characterization was neglected. The only paper dealing with palaeontological description of the Alföld sedimentary environments was presented by POGÁCSÁS et al. (1990). They correlated the mollusc biofacies with the seismic facies in the area of the Békés basin, southeastern Hungary.

The systematic sedimentologic and lithostratigraphic investigations of the late Neogene Pannonian s.l. sequence were made by RÉVÉSZ et al. (1989), JUHÁSZ et al. (1989), and JUHÁSZ (1991).

Palaeogeography and sedimentation

In the formation and evolution of the Pannonian lake, a major role was played by the tectonic activity of the Alpine-Carpathian region during the Neo-Alpine stage. Emersion of the surrounding areas served as hinterland for the differentially and strongly subsiding basin areas, which suffered extension, characterized by strike-slip faults and normal faults (ROYDEN, 1988), forming a series of crests and subbasins (Fig. 2).

On the NW and NE part of the basin, large delta systems were formed (the latter coming around the huge volcanic range of the Nyírség area), fed by rivers of large drainage basins and of high sediment discharge, due to the palaeogeographical setting and palaeomorphology. In addition, rivers of much less importance reached the basin from other directions. As for the basin regime wave energy was limited and tidal influence was negligible.

The two main delta systems were fluvial dominated lobate types according to the classification of FISHER et al. (*fide* ELLIOTT, 1986), and Gilbert-type deep water deltas

with steep slopes and mud and fine-sand as the dominant grain-sizes (POSTMA, 1990). The sediment discharge of the delta prograding from the NW was higher and somewhat coarser-grained than that from the NE direction.

The basin had a delta-fed ramp system. Since the shelf was probably very narrow, the delta slope merged into the basin slope environment. In the basin plain areas shallow lacustrine sedimentation occurred at a low rate in the basin plain areas. In the deepest zones, over a large area, thin calcareous marl and marl successions were deposited, while in other areas, mainly on the margins (pinpointing the main routes of siliciclastic sediment input) and also above the calcareous marl, clayey-muddy deposition took place. Abrasional coastal conglomerates and sandstones were formed around islands (Fig. 3). In a few places basaltic volcanism occured, probably due to tectonic activity.

A thick turbidite sequence accumulated in the deepest depressions above the basin marls, as a consequence of the gradual, sometimes periodical subsidence. It is well known, that the formation of siliciclastic turbidites is closely related to lowstands during eustatic sea-level changes (SHANMUGAM et al., 1985). We know very little, however, about the fluctuations of the level of the Pannonian lake and their relation to global eustasy, though some investigations were made recently (POGÁCSÁS et al., 1988, TARI et al., 1992). The uppermost part of the turbidite sequence is connected to the delta system arriving from the NW direction.

As the rate of deposition became higher than subsidence, the lake was finally filled up by the main delta systems creating lithofacies associations in a characteristic sequence (Fig. 4). The various lithofacies, deposited in the delta, are not as variable as in modern environments and other ancient examples. On the other hand, they are much thicker. The percentage of the fine-grained members in the delta plain environment is lower than usual The reason for these facts probably was the very high rate of sediment input and the rapid accumulation. The sediment-laden fresh water and the brackish water in the basin were more or less equally dense, creating a homopycnal flow. Therefore the delta was formed with a well developed delta front and density currents to the basin.

After infilling of the lake, sedimentation occured in an alluvial plain, displaying the typical environments, like meandering streams, flood plain, marsh, levée, oxbow lakes, and small lakes. This sedimentation persisted until the end of the Neogene.

Correlation of lithofacies and mollusc biofacies

Basal conglomerate

Coastal sediments were formed by abrasion along the shorelines of islands They represent the cycle initiating members of the late Neogene with a limited areal extension in basin areas such as Algyő—Ferencszállás—Kiszombor, Battonya, Pusztaföldvár, Kismarja, and Endrőd (Fig. 3). They also can be found on basin margins but until this time they have not been recognized from other areas by the available methods in the absence of core samples, although they can be present in a thicknesses of a few cm.

These are sandy conglomerates and pebbly sandstones; the clasts derive from the basement. Its thickness is usually 30 to 40 m, and pinches out towards the deep zones and towards the highest points of the crests (structural highs).

Mollusc shells were usually dissolved due to the high porosity of the embedding rock. The fossils are preserved as casts and moulds, and, rarely, as calcite pseudomorphs. Due to poor preservation, their determination is often ambiguous. Species of large shell size and thick wall are prevalent. In the shallow, strongly agitated water, molluscs stabilized themselves on the substrate either by byssus *(Congeria balatonica, Dreissena* species), or with a thickened shell wall *(Congeria ungulacaprae).* The fauna is dominated by the bivalve genera *Congeria* and *Lymnocardium,* while the number of gastropods is very low (Fig. 5A).

In samples from the Battonya area, *Lymnocardium schmidti* (M. HÖRNES), *L. hungaricum* (M. HÖRNES), *Lymnocardium cristagalli* (ROTH), *L.* cf. *majeri* (M. HÖRNES), *L.* cf. *banaticum* (FUCHS),*„Didacna"* sp., ?*Prosodacnomya* sp., *Phyllocardium planum* (DESHAYES), *Congeria rhomboidea* M. HÖRNES, *Congeria* cf. *balatonica* PARTSCH, *Dreissena* sp., and *Melanopsis (Lyrcaea)* sp. were found. The presence of *Budmania (L. cristagalli),* highly specialized for fine-grained substratum, indicates that part of the thanatocoenosis was transported from a sublittoral environment.

Mollusc fauna of the Pusztaföldvár area is less diverse. However, the presence of rare molluscs such as *Congeria* cf. *simulans* FUCHS and *Melanopsis defensa* FUCHS is noteworthy.

Boreholes in the Algyő and Ferencszállás-Kiszombor area yielded a rich mollusc fauna: *Lymnocardium schmidti* or *dumicici* (GORJANOVIĆ-KRAMBERGER), *L.* cf. *penslii* (FUCHS), *Lymnocardium* cf. *banaticum, L.* cf. *majeri, L.* cf. *hungaricum,* ?*Plagiodacna* sp., *Pseudocatillus* sp., ?*Prosodacnomya* sp., *Congeria triangularis* PARTSCH, *C.* cf. *balatonica, C.* cf. *ungulacaprae* MÜNSTER, *Congeria* cf. *partschi* CZJZEK, *Congeria zagrabiensis* BRUSINA, *Dreissena* cf. *auricularis* (FUCHS), *Dreissenomya* sp., and *Melanopsis* sp.

As subsidence increased and these areas were flooded, the coarse grained sediments were overlain by muddy and calcareous offshore (first shallow, then deep water) sediments.

Basin marls

The initial members of the late Neogene sequence are basin marls found almost all over the entire basin (called basal marls), which also overlie the basal conglomerates. They were deposited in offshore areas far from sediment input. The basin succession is made of calcareous marl, marl, and argillaceous marl, depending on the rate of input. The carbonate content decreases upwards, and the calcareous marl turns into marl and argillaceous marl. In the area of the Pusztaföldvár—Battonya structural high (SE part of the basin) the carbonate content is so high that it forms limestone, unique in the region studied.

The calcareous marl displays a considerable extent (Fig. 3), though the formation represents several lithofacies. On top of some structural highs, where there was shallow water and calm conditions prevailed, the colour of the rocks is light yellow or greyish white. With increasing water depth, the colour changes from brown to black due to euxinic conditions and high organic content. Connected to steep relief, exotic clasts occur in the sequence. Basalt is found within and on top of the calcareous marl succession in the S part of the Alföld.

The argillaceous basin marl is widespread over the entire Alföld, though its thickness is not considerable except in the Jászság subbasin. Thin siltstone and sandstone intercalations appear in the upper part of the basin marls, representing the terminations of the distal turbidites.

A large number of boreholes exposed the gradual lithological and biofacies transition between the underlying conglomerate and the overlying calcareous marl above the Battonya—Pusztaföldvár and Algyő structural highs. In the mollusc assemblages, the shallow water forms are gradually replaced by deep water species. At the very bottom of the calcareous marl *Lymnocardiums (L. hungaricum, L. schmidti, L.* cf. *majeri), Pteradacna pterophora* (BRUSINA), and large *Congerias (C.* aff. *partschi, C.* cf. *markovici* BRUSINA, *C.* cf. *zagrabiensis* etc.) still occur, however, deep water forms such as large pulmonates *(Valenciennius, „Radix"), Paradacnas* and — in Battonya — *Congeria banatica* R. HÖRNES are common.

In several boreholes (Endrőd—7, Kisújszállás—2, Tázlár—25 and —26), where the basal conglomerate is very thin or cannot be observed at all, and the late Neogene sequence starts with calcareous marl, a poorly preserved special biofacies with Planorbidae sp. *(?Gyraulus),* dreissenids, and lymnocardiids is found.

The gradual impoverishment of the fauna indicates the deepening of the water. Only a few endemic mollusc species could adapt to the several hundred metres deep and oxygen-poor environment. These formed a persistent association of low diversity (SZÉLES, 1971b; MAGYAR, 1991), characteristic for the deep water sediments of the whole Pannonian basin, and migrated eastward to the Dacian and Euxinian basins at the beginning of the Pontian (see STEVANOVIĆ et al., 1990). This association consists of small or medium-sized, and thin-shelled cardiids: *Paradacna abichi* (R. HÖRNES), *Paradacna„lenzi"* (R. HÖRNES),*„Pontalmyra" otiophora* (BRUSINA), and dreissenids: *Dreissenomya digitifera* (ANDRUSOV), *Congeria* sp. ex group Modioliformes ANDRUSOV, sometimes with pulmonates: *Valenciennius, „Radix",* planorbids. Other gastropods or representatives of genus *Lymnocardium* cannot be found in deep water sediments (Fig. 5B).

Turbidite facies

A thick turbidite sequence (up to 1000 m) can be found over a wide areal distribution, consisting of fine-grained sandstones and siltstones (Fig. 6). The accumulation of the turbidites proceeded in different ways in various parts of the basin on the basis of their facies and spatial relationship, depending on the basin floor morphology, tectonics, and also the sediment input.

Deep-water turbidites coming from E and NE moved along the axis of the Derecske trough towards the Békés basin in a deep-water fan system. The sandy channel and fan lobe deposits are found in the middle of the Derecske trough, while thick muddy sequences were deposited towards the margins. These muddy deposits represent the overbank deposits of the fan along the trough and — especially in the upper part of the sequence — the fine grained slope-apron deposits, arriving from the flanks of the trough, from the NW and SE.

Turbidites, arriving from the W and NW, formed thick sediment packages of great extent. Turbidite channels of considerable thickness, however, are scarcely recognized, even on seismic sections. Accumulation was linear with lots of sources along the

margins, thus creating longitudinal fan systems. Sandy turbidites did not stay in the channels for long, so channels were short-lived. This corresponds with the type II turbidites of MUTTI (1985).

The sandstone layers of the turbidites are not fossiliferous. In the fine-grained layers, the same mollusc association can be found as in the basal marls. Difference can be observed in the frequencies of certain forms only; abundance of *„Pontalmyra" otiophora* is especially remarkable (Fig. 5C).

Slope facies

The lithofacies, formed in the delta slope and basin slope environments, is composed mainly of siltstones and argillaceous marls. Its presence is common in the Alföld (Fig. 7). On the margins, far from the places of sediment input, it is replaced by littoral and sublittoral facies of similar lithologic composition.

Thinner or thicker sandstone intercalations of different origin appear in the muddy succession. In the uppermost part of the slope these are mouth bar deposits or reworked sandstone bodies, the latter due to the avulsion of the distributaries or to water level fluctuations, when the bar deposits were reworked and settled as sand sheets. Actually, the deposition was so rapid that these reworked sandstone bodies are of less importance below the delta front facies.

In the lower part of the muddy slope sequence, there are thick channel fill deposits or slumps, grain flows, and, at the foot of the slope, characteristic coarsening upward fan-lobe successions.

In some areas, mainly in front of and above structural highs, such as Szarvas, Üllés, Orosháza, Nagykörű, and Fegyvernek, this slope unit is rather sandy.

The coeval water depth can be estimated from the thickness of the delta slope deposits which indicate the height of the delta slope or foreset unit. It can be as much as 800 to 900 metres in the deepest zones, and 200—300 metres above basement highs. Taking into consideration the compaction of sediments, the water depth was even more.

Under such a high water column only the poor mollusc association characteristic of the basal marls and turbidites lived in the lower part of the delta slope. In the upper part of the delta slope, however, forms not found in the deep water association sporadically appear: representatives of *Lymnocardium* (group *L. majeri*) and *Congeria (C. czjzeki* M. HÖRNES, *C. zagrabiensis,* and *C. croatica* BRUSINA) (Fig. 5D). *Caladacna steindachneri* (BRUSINA), *Pteradacna pterophora, ?Dreissena* sp., and different gastropods also occur here. Some of the latter ones has been transported from shallow water environments. The most common form is *Paradacna abichi.* It occurs conspicuously often with both valves preserved, buried in life position in the upper part of the delta slope deposits. Potential for subsequent resedimentation seems to have been the lowest in this environment.

Delta front and delta plain facies

Depositional sequences from the delta front and delta plain environments form a single lithofacies unit in the basin, as the ratio of sandstones in the delta plain is fairly high compared to fine-grained members. This lithofacies unit is widespread over the entire basin (Figs. 4, 7).

In most cases, the sequence begins with rather thick coarsening upward mouth bar successions on top of the muddy slope facies formed in the delta front subenvironment. In some places the distributary channels cut the delta front deposits, so channel fills or crevasse splays of lower thickness start the sequence. It is very rare that the first beds are reworked sandstone bodies. In these cases the wave energy had enough time to rework the deposits settled on the delta front.

The entire lithofacies is built up mainly by distributary channel fill, crevasse splay, mouth bar, and levée complex deposits for the coarse-grained member, and shallow water, bay, lagoon, marsh, and floodplain sediments as fine-grained members. There are thin or thick brown coal layers in the upper part of the sequence.

Highly diversified mollusc associations lived in this environment. Slight (several metre) fluctuations in water level made the facies boundaries shift several kilometres offshore and onshore in the plain area. This is why repeated occurence or interfingering of open lake, nearshore, and marshy biofacies can be found in certain areas (MAGYAR & RÉVÉSZ, 1976; RÉVÉSZ, 1980). Variability of lithofacies is also conspicuous in these regions.

The most common form is *Paradacna abichi* and its different variants, sometimes strongly resembling *P. okrugici* (BRUSINA). Concerning the other deep water forms, *Dreissenomya digitifera* and deep water *Congerias* never occur in the delta front-delta plain deposits, while *Valenciennius* very rarely appears (Fig. 5E).

Molluscs favouring well aerated, moderately deep water *(Dreissena, Pseudocatillus, Lymnocardium)* lived on the sandy substratum of the delta front. At similar (several metre) depth, but on fine-grained substratum, *Caladacna steindachneri* and *Lymnocardium ochetophorum* (BRUSINA) were common as well.

A rich mollusc fauna with *Congeria rhomboidea, Dreissena* sp., *Lymnocardium hungaricum, L. schmidti,* and *Valenciennius* sp. was found in the delta plain deposits of Kaba—D—1 borehole. (According to SZÉLES and KORPÁSNÉ, similar associations occurred in boreholes Fegyvernek—1, Furtazsáka—2, Túrkeve—1 (SZÉLES, 1971a) and Egyek—1 (KORPÁSNÉ *in* FRANYÓ, 1979); we found that these samples were also taken from either the uppermost part of delta slope or the lower part of delta front-delta plain lithofacies.)

In the delta plain, changes can be followed in the mollusc assemblages landward: the number of gastropods increases while the number of *Paradacnas* decreases, large *Congerias* are replaced by smaller *Dreissenas*, and *Lymnocardiums* by *Prosodacnomyas*. The percentage of freshwater forms, such as *Anodonta, Unio, Viviparus* etc., gradually increases in the fauna.

Fluvial-lacustrine facies

Fine-grained alluvial sediments which settled in fluvial and lacustrine environments are found above the delta plain facies. They represent one lithofacies unit. Its areal distribution is not extensive: it developed only in areas that had subsided intensively until the end of the Neogene (Fig. 8). In other areas of the Alföld, mainly in the west, all the upper part of the late Neogene sequence is dominantly sandy. The muddy lithofacies unit cannot be detected here by well log analysis, and the mollusc fauna corresponds to that of the delta plain environment.

The succession is built up by alternating siltstones, clays, and sandstone laminae and thin beds. These are the sediments of an alluvial plain with floodplain, marsh, oxbow lakes, levées, and also of small lakes. Thicker sandstone sequences can be found occasionally which represent channel fill, point bar, and crevasse splay sediments. These sandstone intercalations display characteristic shape on well logs. Variegated clays and brown coal or lignite beds are common in the sequence. Thick coal successions were formed in the northern part of the Alföld.

The alluvial facies is characterized by freshwater molluscs, especially gastropods: *Bithynia, Planorbis, Theodoxus, Unio, Anodonta, Viviparus, Dreissena,* and *Melanopsis* (Fig. 5F). Representatives of all these genera live in the Carpathian basin today. As an evidence of considerable oscillations in the water level of the Pannonian lake, we found a layer with open lake molluscs *(L. ochetophorum, L. (?Bosphoricardium)* sp., Lymnocardiidae sp.), sandwiched between fluvio-lacustrine sediments with freshwater molluscs *(Theodoxus* cf. *radmanesti* BRUSINA, *Bithynia* sp., *Anodonta* sp., etc.), in the Mindszent—1 borehole.

Discussion

BARTHA (1959, 1971) was the first palaeontologist who stressed palaeoecological investigation of the late Neogene (Pannonian s.l.) endemic molluscs. Other authors usually considered only two facies: shallow and deep water, or nearshore and basin, or sandy and clayey ones (SÜMEGHY, 1939; STEVANOVIĆ, 1951; STRAUSZ, 1971; SZÉLES, 1971a). Sometimes they also described a „transitional" biofacies (STEVANOVIĆ, 1985), without sedimentological description and interpretation of the paleoenvironment.

Bartha grouped the species according to their ecological demand of water salinity. He explained the faunal changes observable in outcrops and borehole samples almost exclusively by changes in salinity.

According to our investigations, however, other environmental factors, particularly water depth and depositional environment played a significant role in determining the distribution of molluscs. Influence of salinity change was clear only within the most shallow environments (fluvial and lagoonal deposits, delta plain).

Some of the characteristic mollusc associations described by KORPÁSNÉ (1983, 1985, 1987a, 1990) from the foreland of Transdanubian mountains were also identifiable in the Alföld. Mollusc fauna of the upper part of the delta slope corresponds to her Congeria czjzeki—Paradacna abichi ecozone. Moving towards the upper delta plain, more and more freshwater molluscs can be found. These assemblages can be correlated with the Gyraulus radmanesti—Prososthenia radmanesti, Melanopsis bouei sturii—Theodoxus sp., Viviparus sadleri—Unio atavus, and Planorbarius sp.—Planorbis sp. associations (KORPÁSNÉ, 1983).

Biofacies changes are often confused with biostratigraphic boundaries. It is a common source of error, and has actually caused a lot of trouble in the correlation of the late Neogene deposits of the Pannonian basin. The biofacies-zones that we identified in the Alföld correspond to „biozones" of SZÉLES (1971a). Her „Lower Pannonian" molluscs are characteristic of the deep water facies, and her „Upper Pannonian" ones are characteristic of the delta plain deposits. The „transitional zone" (SZÉLES, 1966), where „Lower Pannonian" and „Upper Pannonian" forms occur together, corresponds

to the upper part of the delta slope and to the delta front. Different biofacies are bound to the sedimentary environments and lithofacies (Fig. 9), and they do not indicate chronological boundaries. Thus, reliable biostratigraphic subdivision can be carried out *within* the different facies, based on the evolution and first appearance of the molluscs.

Conclusions

A close correlation was revealed between the lithofacies and mollusc biofacies of the late Neogene Pannonian basin sedimentary sequence. Distribution of molluscs was primarily controlled by water depth and sedimentation.

The deep water formations (basin marls, turbidite, and delta slope deposits) display a uniform and characteristic biofacies. They contain a highly adapted, deep water fauna of low diversity *(Dreissenomya digitifera, „Pontalmyra" otiophora,* representatives of *Paradacna, Valenciennius, Congeria,* etc.).

Each of the shallow water and nearshore formations (basal conglomerate, shallow water calcareous marl, delta front and delta plain deposits) have their characteristic biofacies, though they often overlap one another. In the well aerated, open lake environments, species of *Congeria, Lymnocardium, Caladacna, Pteradacna,* and *Melanopsis* prevailed. Where the influence of the riverine fresh water was strong, an increasing ratio of freshwater molluscs *(Unio, Anodonta, Theodoxus, Viviparus,* etc.) to brackish ones *(Lymnocardium, Congeria,* etc.) is observable towards the upper delta plain.

The fluvial-lacustrine deposits contain only mollusc genera that are still living in the Carpathian basin today.

Acknowledgements

The authors are grateful to Dr. Károly Szentgyörgyi and Dr. Áron Jámbor for many helpful discussions. Andrew Staley helped in improving the English of the manuscript. Special thanks are also due to Mrs. Piroska Sipos for drafting the figures.

Irodalom — References

BARTHA F. (1959): Finomrétegtani vizsgálatok a Balaton környéki felső-pannon képződményeken (Feinstratigraphische Untersuchungen am Oberpannon der Balatongegend). — A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve 48, 1191, Budapest.

BARTHA F. (1971): A magyarországi pannon biosztratigráfiai vizsgálata [Biostratigraphic investigation of the Pannonian formations in Hungary]. *In* GÓCZÁN F. & BENKŐ J. (eds.): A magyarországi pannonkori képződmények kutatásai [Investigations of the Pannonian formations in Hungary], 9—172, Akadémiai Kiadó, Budapest. (In Hungarian)

BÉRCZI I. & PHILLIPS, R.L. (1985): Processes and depositional environments within Neogene deltaic-lacustrine sediments, Pannonian Basin, Southeastern Hungary. — Geophysical Transactions 31, 71—87, Budapest.

ELLIOTT, T. (1986): Deltas. *In* READING, H.G. (ed.): Sedimentary Environments and Facies, 113—154, Blackwell, Oxford.

FRANYÓ F. (1979): Az Egyek—1. sz. kutatófúrás földtani és vízföldtani eredményei (Geological and hydrogeological results of key drill Egyek—1 (Great Hungarian Plain)). — A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1977. évről, 85—111, Budapest. (In Hungarian with English abstract)

GAJDOS I., PAPP S., SOMFAI A., & VÖLGYI L. (1983): Az alföldi pannóniai (s.l.) képződmények litosztratigráfiai egységei [Lithostratigraphic units of the Pannonian s. l. of the Hungarian Plain]. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 70 p. (In Hungarian)

JÁMBOR Á. (1980a): A pannóniai képződmények rétegtanának alapvonásai [Basic features of the stratigraphy of the Pannonian formations]. — Általános Földtani Szemle 14, 113—124, Budapest. (In Hungarian)

JÁMBOR Á. (1980b): Szigethegységeinkés környezetük pannóniai képződményeinek fáciestípusai és ősföldrajzi jelentőségük (Palaeogeographically significant Pannonian facies units in and around the inselbergs of the Hungarian part of the Carpathian Basin). — Földtani Közlöny 110, 498—511, Budapest. (In Hungarian with English abstract)

JÁMBOR Á. (1985): Magyarázó Magyarország pannóniai (s.l.) képződményeinek földtani térképeihez [Geological maps of the Pannonian s. l. formations in Hungary]. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 42 p. (In Hungarian)

JÁMBOR Á. (1989): Review of the geology of the s.l. Pannonian formations of Hungary. — Acta Geologica Hungarica 32, 269—324, Budapest.

K. JUHÁSZ Gy., MOLENAAR C. M., BÉRCZI I., RÉVÉSZ I., KOVÁCS A., & SZANYI B. (1989): A Békési-medence pannóniai (s.l.) üledékösszletének rétegtani viszonyai [Stratigraphic framework of the Pannonian s. l. sequence in the Békés basin]. — Magyar Geofizika 30, 129—145, Budapest. (In Hungarian)

JUHÁSZ Gy. (1991): Sedimentological and lithostratigraphical framework of the Pannonian (s.l.) sequence in the Hungarian Plain, Eastern Hungary. — Acta Geologica Hungarica 34, 53—72, Budapest.

KORPÁSNÉ HÓDI M. (1983): A Dunántúli-középhegység északi előtere pannóniai mollusca faunájának paleoökológiai és biosztratigráfiai vizsgálata (Palaeoecology and biostratigraphy of the Pannonian mollusca fauna in the northern foreland of the Transdanubian Central Range). — A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve 66, 1—141, Budapest.

KORPÁS-HÓDI M. (1985): Die Molluskenfaunen an den Gebirgsrandern im Pannonien von Ungarn. *In* PAPP, A., JÁMBOR Á., & STEININGER, F. F. (eds.): Chronostratigraphie und Neostratotypen, Miozän der Zentralen Paratethys 7, Pannonien, 161—162, Akadémiai Kiadó, Budapest.

KORPÁSNÉ HÓDI M. (1987a): Magyarországi hegységperemi kunsági (pannóniai s.str.) emeletbeli Mollusca fauna (translation of Korpás-Hódi (1985)). — A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve 69, 375—382, Budapest. (In Hungarian)

KORPÁSNÉ HÓDI M. (1987b): A magyarországi fiatal neogén képződmények korrelációs lehetőségei (Korrelationsmöglichkeit der jungen Neogenbildungen Ungarns). — A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve 69, 435—452, Budapest

KORPÁS-HÓDI M. (1990): Ecostratigraphy of Late Miocene molluscs of the Pannonian basin. — Paléobiologie Continentale 17, 393—400, Montpellier.

KŐRÖSSY L. (1968): Entwicklungsgeschichtliche und paläogeographische Grundzüge des ungarischen Unterpannons. — Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae 12, 199—217, Budapest.

KŐRÖSSY L. (1971): Mélyföldtani és fejlődéstörténeti vázlatok a magyarországi pannonból [Subsurface geology and evolutionary history of the Pannonian in Hungary]. *In* GÓCZÁN F. & BENKŐ J. (szerk.): A magyarországi pannonkori képződmények kutatásai [Investigations of the Pannonian formations in Hungary], 253—344, Akadémiai Kiadó, Budapest. (In Hungarian)

MAGYAR I. (1991): Biostratigraphic revision of the Middle Pontian (Late Neogene) Battonya sequence, Pannonian basin (Hungary). — Acta Geologica Hungarica 34, 73—79, Budapest.

MAGYAR L. & RÉVÉSZ I. (1976): Data on the classification of Pannonian sediments of the Algyő area. — Acta Mineralogica-Petrographica 22, 267—283, Szeged.

MUCSI M. (1973): A D-Alföld földtani fejlődéstörténete a neogénben. (Geological history of the southern Great Hungarian Plain in late Tertiary time). — Földtani Közlöny 103, 311—318, Budapest.

MUCSI M. & RÉVÉSZ I. (1975): Neogene evolution of the southeastern part of the Great Hungarian Plain on the basis of sedimentological investigations. — Acta Mineralogica-Petrographica 22, 29—49, Szeged.

MUTTI, E. (1985): Turbidite systems and their relations to depositional sequences. *In* ZUFFA, G.G. (ed.): Provenance of Arenites, 65—93, Reidel, Dordrecht.

POGÁCSÁS Gy., LAKATOS L., UJSZÁSZI K., VAKARCS G., VÁRKONYI L., VÁRNAI P., & RÉVÉSZ I. (1988): Seismic facies, electro facies and Neogene sequence chronology of the Pannonian basin. — Acta Geologica Hungarica 31, 175—207, Budapest.

POGÁCSÁS Gy., MÜLLER P., MAGYAR I. (1990): Seismo- and biostratigraphy of the Late Neogene deposits in Hungary. — 9th Congress of Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy, Abstracts, 271—272, Sabadell.

POSTMA, G. (1990): Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. *In* COLELLA, A. & PRIOR, D. B. (eds.): Coarse-grained Deltas. International Association of Sedimentologists, Special Publication 10, 13—28, Blackwell, Oxford.

RÉVÉSZ I. (1980): Az Algyő—2 telep földtani felépítése, üledékföldtani heterogenitása és ősföldrajzi viszonyai (Hydrocarbon deposit Algyő—2: geological structure, sedimentological heterogenity and palaeogeographic features). — Földtani Közlöny 110, 512—539, Budapest. (In Hungarian with English abstract)

RÉVÉSZ I. & PHILLIPS, R. L. (1989): A Békési-medence alsópannóniai üledékképződése [Lower Pannonian sedimentation in the Békés basin]. — Magyar Geofizika 30, 98—113, Budapest.

ROYDEN, L. H. (1988): Late Cenozoic tectonics of the Pannonian basin system. *In* ROYDEN, L. H. & HORVÁTH F. (eds.): The Pannonian Basin. A Study in Basin Evolution. American Association of Petroelum Geologists Memoir 45, 27—48, Tulsa.

SHANMUGAM, G., MOIOLA, R. J., & DAMUTH, J. E. (1985): Eustatic control of submarine fan development. *In* BOUMA, A. H., NORMARK, W. R., & BARNES, N. E. (eds.): Submarine Fans and Related Turbidite Systems, 23—28, Springer-Verlag, New York.

STEVANOVIĆ, P. M. (1951): Pontische Stufe im engeren sinne — Obere Congerienschichten Serbiens und der angrenzenden Gebiete. — Serbische Akademie der Wissenschaften, Sonderausgabe 187, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse 2, Beograd, 351 p.

STEVANOVIĆ, P. M. (1985): Diskussion der Unterstufen Slavonien und Serbien. *In* PAPP, A., JÁMBOR Á., & STEININGER, F. F. (eds.): Chronostratigraphie und Neostratotypen, Miozän der Zentralen Paratethys 7, Pannonien, 82—85, Akadémiai Kiadó, Budapest.

STEVANOVIĆ, P. M., NEVESSKAYA, L. A., MARINESCU, F., SOKAC, A., & JÁMBOR Á. eds. (1990): Chronostratigraphie und Neostratotypen, Neogen der Westlichen ("Zentrale") Paratethys 8, Pontien. JAZU and SANU, Zagreb—Beograd, 952 p.

STRAUSZ L. (1971): A pannóniai emelet (pliocén) (Über die pannonische Stufe (Pliozän)). — Földtani Közlöny 101, 114—119, Budapest. (In Hungarian with german abstract)

SÜMEGHY J. (1939): A Győri-medence, a Dunántúl és az Alföld pannóniai üledékeinek összefoglaló ismertetése (Zusammenfassender Bericht über die pannonischen Ablagerungen des Győrer-Beckens, Transdanubiens und des Alföld). — A magyar királyi Földtani Intézet Évkönyve 32, 67—254, Budapest.

SZÉLES M. (1962): Alsópannóniai medenceüledékek puhatestű faunája (Molluskenfaunen von Beckensedimenten des Unterpannons). — Földtani Közlöny 92, 53—60, Budapest.

SZÉLES M. (1966): Őslénytani adatok az alsó- és felsőpannon alemeletek elhatárolásához (Paläontologische Beitrage zur Abgrenzung des Unter- und Oberpannons). — A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1964. évről, 559—568, Budapest.

SZÉLES M. (1971a): A Nagyalföld medencebeli pannon képződményei (The basin Pannonian formations of the Hungarian Plain). *In* GÓCZÁN F. & BENKŐ J. (eds.): A magyarországi pannonkori képződmények kutatásai (Investigations of the Pannonian formations in Hungary), 253—344, Akadémiai Kiadó, Budapest.

SZÉLES M. (1971b): Über die paläogeographischen und ökologischen Verhältnisse der pannonischen Beckenfazies. — Földtani Közlöny 101, 312—315, Budapest.

TARI G., BÁLDI T., BÁLDI-BEKE M., HORVÁTH F., KOVÁCS A., LAKATOS L., NAGYMAROSY A., POGÁCSÁS Gy., SZTANÓ O., VAIL, P. R., & VAKARCS G. (1992): Tertiary sequence stratigraphy of the Pannonian basin. — Sequence stratigraphy of European basins, Abstracts, 90, Dijon.

Földtani Közlöny 122/2—4, 195—208 (1992) Budapest

Nagy entalpiájú geotermikus rezervoárok Magyarországon

High enthalpy geothermal reservoirs in Hungary[1]

STEGENA Lajos, HORVÁTH Ferenc, LANDY Kornélné, NAGY Zoltán és RUMPLER János[2]

(4 ábrával)

Összefoglalás

Elméleti megfontolások szerint a Pannon-medence mezozóos-paleozóos aljzatában, közepes mélységben (4—5 km), magas entalpiájú geotermikus rezervoárok létezhetnek. A Fábiánsebestyén-4 mélyfúrás víz/gőz kitörése (1985. december 16—1986. január 31) látványos gyakorlati alátámasztást adott e nézetnek. A mélyfúrás szélesebb térségében elvégzett vizsgálatok megmutatták, hogy az ilyen rezervoárok jól nyomozhatók szeizmikus, geokémiai és geoelektromos módszerek együttes alkalmazásával. E vizsgálatok elvégzése szükségesnek látszik a medence valamennyi perspektívikus területén, mivel a magas entalpiájú rezervoárok reményt adnak geotermikus erőművek létesítésére és gazdaságos üzemeltetésére Magyarországon.

Abstract

Theoretical studies have shown that high enthalpy geothermal reservoirs can be present in the pre-Tertiary basement rocks at medium depth range (4—5 km) within the Pannonian Basin. This expectation was proven by the hotwater/steam blowout of Fábiánsebestyén—4 borehole (1985. 12. 16—1986. 01. 31). Exploration efforts carried out during 1987—88 in the broad vicinity of the borehole proved that reservoirs of this type can be found by the combination of seismic reflection, geochemical and magnetotelluric sounding methods. Deliberate prospection should be continued in all perspective areas within the basin, because high enthalpy reservoirs promise profitable operation of geothermal power stations in Hungary.

Key words: tectonics, geothermal energy, Hungary

[1]Full text in English will be published in Geothermics (1993).

[2]STEGENA Lajos, HORVÁTH Ferenc, Eötvös Loránd Tudományegyetem, 1083 Budapest, Ludovika tér 2.
LANDY Kornélné, NAGY Zoltán, RUMPLER János, Geofizikai Kutató Vállalat, 1062 Budapest, Andrássy út 59.

A kézirat beérkezett: 1991. július 24.
Átdolgozva: 1992. január 6.

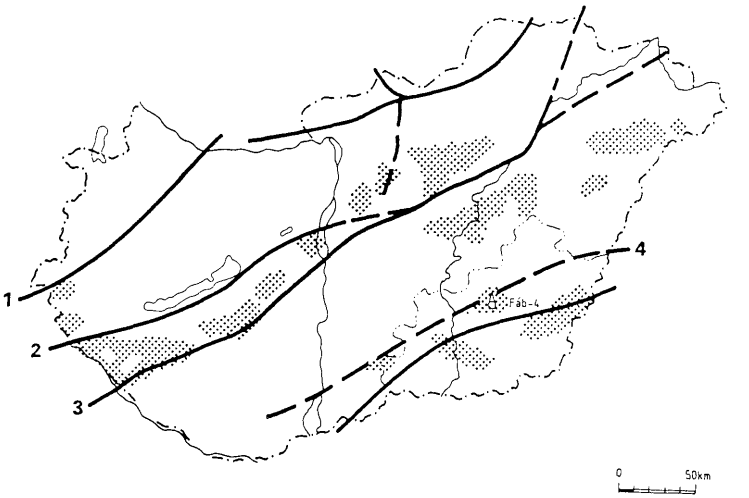
Bevezetés

A Pannon-medence pannóniai korú porózus üledékeinek rétegvizei általában enyhén túlnyomásosak és a magasabb hőmérsékleti gradiens folytán melegebbek az átlagnál ($G \approx 40$—60 mK/m). A fiatal üledékek artézi vizeinek hasznosítása balneológiai célokra, majd üvegházak és épületek fűtésére 1866 óta folyik, és különösen a második világháború után gyorsult fel (OTTLIK et al., 1981). E törekvések ellenére a Pannon-medence központi, magyarországi részén a kitermelt geotermikus teljesítmény összesen mintegy 10^3 MW-ra tehető (1982, UNECE 1984) szemben a terület gazdaságosan kitermelhető mintegy $4 \cdot 10^{20}$ Joule geotermikus energiakészletével (BOBOK et al., 1987). Ez 50 évre számolva $\sim 3 \cdot 10^5$ MW teljesítményt jelent. A gyér felhasználás oka a teljesítmény alacsony területi sűrűsége (~ 3 MW/km^2) és a hévizek alacsony (< 100 °C) hőmérséklete.

Jelen tanulmány célja a Pannon-medence mezozóos és paleozóos aljzatában lévő nagyobb mélységű és hőmérsékletű rezervoárok vizsgálata. Ezek nagyobb energiasűrűségük révén közvetlen elektromos energiatermelésre alkalmasak lehetnek (STEGENA, 1991).

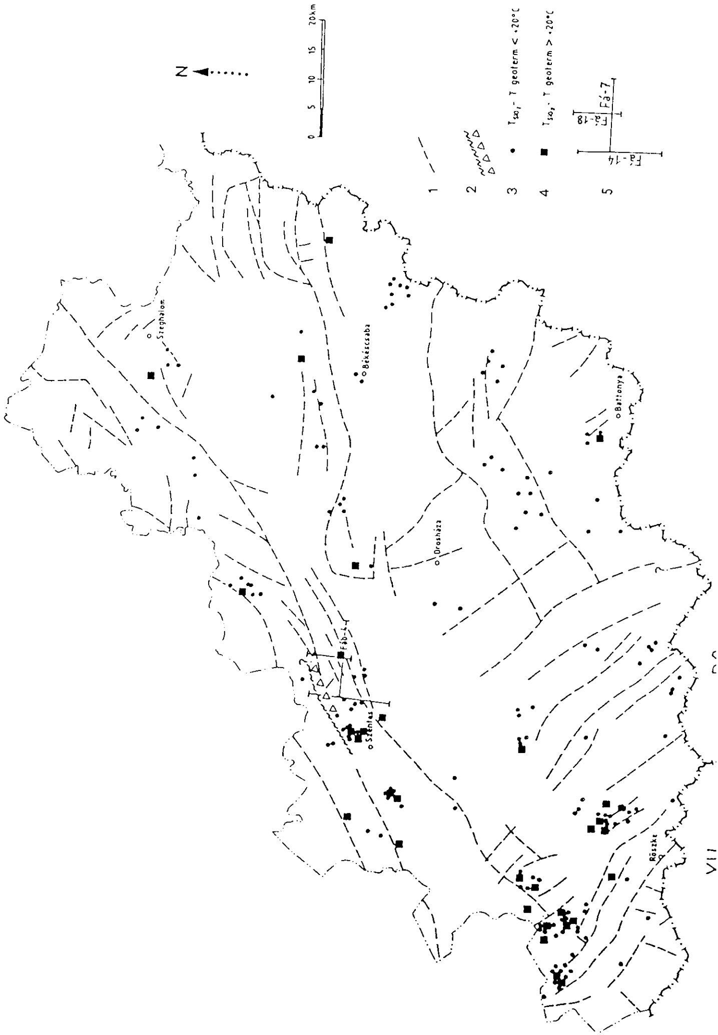
A mélység növekedtével, a kompakció révén, a törmelékes kőzetek porozitása gyorsan csökken. Az átlagos porozitás a felszín közelében mintegy 40%, 3 km mélyen 5%, 5 km mélyen már csak mintegy 2% (STEGENA, 1985b). E nagyobb, 3—5 km-es mélységekben is van lehetőség másodlagos porozitás lokális kialakulására, tektonikus törések, hidraulikus breccsásodás és karsztosodás révén, lehetőséget adva geotermikus rezervoárok létrejöttéhez. Kérdés, hol vannak — ha vannak — ezek a rezervoárok? Valószínű elhelyezkedésük meghatározása az alábbi spekuláció, gondolatmenet alapján történt (STEGENA, 1986): a Pannon-medence többezer mélyfúrása alapján megfelelő részletességű és pontosságú geotermikus hőmérsékleti térképek és a pretercier medencealjzat mélységére és korára vonatkozó térképek készültek (DÖVÉNYI et al., 1983; DANK és FÜLÖP, 1989; KILÉNYI és RUMPLER, 1984). Továbbá mélyfúrások adatai és hidrológiai megfigyelések alapján, bár bizonytalanul, de le lehetett határolni a medencealjzat valószínűleg karsztosodott, tektonizált részeit (ALFÖLDI et al., 1977). Az 1. ábra a 150 °C-nál magasabb tetőhőmérsékletű karsztos és karbonátos medencealjzatrészeket mutatja. Ezek a területek a nagymélységű geotermikus rezervoárok valószínű területei.

Az alkalmazott gondolatmenet és a feltételezések alkalmazásával levezetett térkép csak fenntartásokkal értelmezhető. Az 1. ábra mégis reálisnak tűnő képet mutat: magasabb entalpiájú rezervoárok a medencealjzatban a Magyarország közepén áthúzódó ÉK—DNy-i sáv mentén, továbbá egy másik, az előbbbivel párhuzamos sáv mentén, az ország DK-i részén várhatók. Ez egyezik a Pannon-medence ÉK—DNy-i fő tektonikai irányával és e tektonika helyzetével. Továbbá összecseng a szilícium-geotermométer vizsgálatokkal: egy, az ország területén eloszló, 124 mélyfúrásra kiterjedő vizsgálat 20 mélyfúrásban mutatott a réteghőmérsékletnél szignifikánsan magasabb ($T_{SiO_2} - T_{geo} \geq 20$ °C) szilícium hőmérsékletet, jeléül annak, hogy e területeken nagyobb mélységből feláramló vízmigráció van. A 20 szignifikánsan magasabb szilícium-hőmérsékletű mélyfúrás közül 17 esett az előzőekben leírt módon kiválasztott medencealjzati helyekre (STEGENA, 1985a).



1. ábra. A 150 °C-nál magasabb tetőhőmérsékletű, karsztosodott/tektonizált, karbonátos medencealjzatú területek Magyarországon. Ezek a területek a nagymélységű geotermikus rezervoárok potenciális helyei (pontozott részek). Vastagabb vonalak: A medencealjzat nagyszerkezeti egységeit elválasztó övek (HAAS 1987). **1:** Rába-vonal. **2:** Balaton-vonal. **3:** Közép-magyarországi törési öv. **4:** Békési vonal. A pont-vonással körülhatárolt területen (Békés és Csongrád megyében) végeztük a részletesebb vizsgálatokat (2. ábra).
Fig. 1. Karstified and/or tectonically fractured carbonate rocks in the basement of the Pannonian Basin with temperatures higher than 150 °C (dotted). These are potential areas for deep geothermal reservoirs. Thick lines show dividing zones between major structures in the basement (HAAS, 1987). 1: Rába line, 2: Balaton line, 3: Mid-Hungarian fault zone, 4: Békés line. Dotted line indicates the area of the detailed survey in SE Hungary (Fig. 2).

A nagy entalpiájú rezervoárokra vonatkozó előzetes megfontolásokat gyakorlatilag támasztotta alá egy, a medence DK-i részén mélyített fúrás (VÁNDORFI, 1987). A Fábiánsebestyén község körzetében mélyített Fáb—4 fúrásból, 4000 m körüli mélységtartományból hatalmas erejű víz/gőz kitörés történt (1985. dec. 16). E kitörés elfojtása csak több hetes munkával sikerült, miközben a mélyfúrás további vizsgálatokra alkalmatlanná vált. A végzett mérések szerint a talphőmérséklet 4236 m-ben 202 °C volt; a szilíciumhőmérséklet a 3658—4239 m között megnyitott szakaszból származó vízmintából, ARNORSSON et al. (1983) képlete alapján 254 °C-nak adódott. A fúrás talpán valószínűsíthető nyomás 71 MPa volt, így a fluidum túlnyomása mintegy 30 MPa. A víz/gőz rendszer nyomás-sűrűség diagramjából (STEFANSSON és BJÖRNSSON, 1982) következően a víz a rétegekben zömmel folyadék alakban van jelen. A vizsgálatok szerint a folyadék magas sótartalmú (24—29 g/liter) és a só zömmel NaCl. A víz/gőz kitörés nagy intenzitása (5000—8500 m^3-nap), valamint az, hogy az átlagos túlnyomás a kitörés időtartama során (1985 dec. 16 — 1986 jan. 31) észrevehetően nem csökkent, arra utal, hogy a rezervoár nagy méretű és izolált. A fúrás rétegsora: 0—2960 m:


N
0 5 10 15 20km
1
2
3 T_{so_1} - T geoterm < +20°C
4 T_{so_1} - T geoterm > +20°C
5
Fá-7
Fá-18
Fá-14
Szeghalom
Békéscsaba
Battonya
Orosháza
Fáb-4
Szentes
Röszke
VII

pleisztocén és pliocén (pannóniai) agyagos—homokos laza üledékek, 2960—3153 m: középső miocén (bádeni) márgák, homokkövek, 3153—3750 m: felsőkréta (szenon) homokkövek, aleurolitok és dolomitbreccsa, 3750—4034 m: középső triász dolomit, dolomitmárga és hidraulikus/tektonikus eredetű breccsa, 4034—4239 m: alsótriász kovás homokkő (VÁNDORFI, 1987).

A továbbiakban a mélyfúrás körzetében, 1987/88-ban végzett vizsgálatokat foglaljuk össze.

Szeizmikus vizsgálatok

A körzetben 1981 óta számos szeizmikus szelvényt mértek. Ezek reambulációja révén nagy részletességgel meg lehetett határozni a pretercier medencealjzat törészónáit (2. ábra). Az ábráról nyilvánvaló, hogy a Fáb—4 mélyfúrás jelentős, közel ÉK—DNy csapásirányú tektonikai zónába esik. E zóna feltehetőleg több száz km hosszú és néhány km széles. A szeizmikus szelvények tanúsága szerint a vetődések 4—6 km mélységig követhetők és egy jellegzetes enyhe boltozathoz kapcsolódnak. E pozitív szerkezet érdekessége az, hogy a magjában lévő alsótriász blokkok normál vetőkkel határolt árokszerű bemélyedést mutatnak, amely éppen ott a legmélyebb ahol a fedőjében lévő kréta és miocén rétegek a legjobban kiemelkednek (3. ábra) Ez úgy értelmezhető, hogy az árokszerkezet és az azt kitöltő üledékek a középső miocén során (végén?) kompressziós hatásra enyhén invertálódtak. Ilyen jellegű szerkezeti inverzió úgy alakulhat ki, hogy az egykori normálvetők mentén bizonyos mértékű ellentétes irányú elmozdulás, vagyis feltolódás történik.

A Pannon-medence neogén, extenziós fejlődési szakaszában az oldaleltolódásos vetőzónák mentén törvényszerűen kialakulnak lokális kompressziós, ún. transzpressziós szerkezetek. A Fáb—4 mélyfúrás is ilyen övben fekszik. Feltehető, hogy ezek az övek erősen repedezettek, töredezettek, és a mélybeli geotermikus rezervoárok kialakulásának kedvező területei (RUMPLER et al., 1987). Fontos további körülmény még az is, hogy a pozitív szerkezet feletti vastag, összefüggő márgaösszletben jelentős túlnyomás alakult ki, amely az alatta lévő rideg dolomitokban természetes hidraulikus rétegrepesztést idézett elő. Tárolóképesség és permeabilitás szempontjából a felsőkréta és középső triász dolomitbreccsa a legkedvezőbb, magmintákon mért 1—13% porozitással illetve rétegvizsgálat alapján kapott 68 mDarcy effektív hidraulikus vezetőképességgel.

2.ábra. A DK-magyarországi (Békés és Csongrád megyei) neogén medencealjzat törésvonalai és a SiO_2-hőmérsékleti adatok. **1:** Törés a neogénnél idősebb (medencealjzati) képződményekben. **2:** Töredezett zóna. **3:** Mélyfúrások (220 db) amelyek vizében a mért SiO_2 hőmérséklet azonos vagy alacsonyabb, mint a geotermikus hőmérséklet. **4:** Mélyfúrások (31 db), amelyekben a T_{SiO2} szignifikánsan magasabb mint a geotermikus hőmérséklet (mélyebbről feláramló vizek). **5:** A 3. ábra szeizmikus szelvényeinek elhelyezkedése. *Fig. 2. Faults and SiO_2 temperature data in SE Hungary (Csongrád and Békés counties). 1: Fault zone in the basement rocks. 2: Fractured zone. 3: Boreholes (220) where the SiO_2 temperature is the same or lower than the geothermal temperature. 4: Boreholes (31) with T_{SiO2} temperature significantly higher than the geothermal temperature (indicating waters migrating from greater depths). Seismic reflection data and SiO_2 values exhibit a zone with NE strike where deep geothermal reservoirs are thought to be present. 5: Location of seismic profiles of Fig. 3.*

Szilícium-hőmérős vizsgálatok

A vizsgált körzet területén (az ország DK-i része; l. az 1. ábrát), összesen 251 olyan mélyfúrás van, amelyekből SiO_2-hőmérséklet és a vízmintavétel mélységében geotermikus (hőmérővel mért) hőmérséklet volt meghatározható. A szilícium-hőmérő alapelve, hogy a mindenütt gyakori SiO_2 telítésig oldódik a vizekben; az oldhatóság hőmérsékletfüggő és irreverzibilis: alacsonyabb hőmérsékletű helyre kerülvén az SiO_2 nem csapódik ki a vízből. A vizsgálati anyagból 151 mélyfúrásban a T_{SiO_2} nem tért el szignifikánsan a vízminta mélységében hőmérővel mért hőmérséklettől. Ezek a mélyfúrások tehát rétegvizet tartalmaznak. Egy második csoportban (69 mélyfúrás) a T_{SiO_2} szignifikánsan alacsonyabb mint a geotermikus hőmérséklet, e mélyfúrások vize feltehetőleg felszínközeli vízzel kevert víz. Végül a harmadik csoport (31 mélyfúrás) vizeinek SiO_2 hőmérséklete szignifikánsan magasabb mint a geotermikus hőmérséklet a vízminta mélységében. E mélyfúrások vize, legalább részben, nagyobb mélységből áramlott fel, és a SiO_2 hőmérséklet az eredeti, "bázishőmérsékletet" jelzi. Ez adja meg a szilícium-termometria jelentőségét a geotermikus rezervoár-kutatásban: megmutatja, hogy hol van felfelé irányuló vízmigráció, azaz hol lehet nagyobb mélységben víztartalmú rezervoár.

A DK-magyarországi körzet SiO_2 vizsgálata könnyen értelmezhető eredményt adott. A harmadik csoportba tartozó 31 mélyfúrás meglehetősen egyértelműen kijelöl egy kb. 90x20 km^2-es sávot, amely sáv egybeesik a szeizmikus mérésekkel meghatározott vetőzónával (2. ábra ÉNy-i pereme).

A 2. ábra szerint, a körzet DNy—D-i részén is vannak anomálisan magas SiO_2 hőmérsékletek. A medencealjzat itt is töredezett, a szeizmikusan kimutatható nyírásos zónák itt is megvannak.

Az vélhető, hogy e két sávban 4—6 km mélységben töredezett mezozoós és/vagy idősebb kőzettömegek helyezkednek el, jelentős másodlagos porozitással, amelyek valószínűleg nagy tömegű, 200—300 °C hőmérsékletű víz/gőz rendszert tartalmaznak. E vizek a töréses zónákban felefelé migrálnak és keveredve a sekélyebb vizekkel okozzák az anomális SiO_2-hőmérséklet sávokat.

Magnetotellurikus vizsgálatok

A Fáb—4 mélyfúrás gőz/víz kitörése után a GKV magnetotellurikus méréseket végzett a fúrás környezetében, Phoenix MT System típusú mérőrendszerrel. Irodalmi adatok (STANLEY et al., 1977; WRIGHT et al., 1985) szerint ugyanis geotermikus rezervoárhoz kimutatható elektromos vezetőképesség-anomália kapcsolódhat.

A mélyfúrás körzetében és a fúráson áthaladó szeizmikus szelvények mentén 28 MT szondázás történt. Az eredmények megjelenítésére vertikális és horizontális metszetet alakalmaztunk, a Bostick-transzformáció segítségével számolt fajlagos ellenállásértékek (GOLDBERG és ROTSTEIN, 1982; JONES, 1983) izovonalaival.

A Fáb—4 fúráson K—Ny illetve É—D irányában áthaladó szeizmikus szelvények mentén kapott magnetotellurikus eredményeket, valamint az 5 km mélységszintre megszerkesztett ellenállás metszetet a 4. ábra mutatja. Mind a vertikális ellenállásszelvények, mind a horizontális metszet egyértelműen mutatja a megnövekedett vezetőképes-

ségű, mélybenyúló zónát, a geotermikus tároló közvetlen indikációjaként. Az emelt vezetőképességet véleményünk szerint elsődlegesen ionos veztőképesség-növekedés okozza. A nagyobb vezetőképességű zóna kimutatott É—D-i irányú kiterjedése 2,5—3 km, és valószínű lehatolási mélysége 9—10 km.

Következtetések

A Fáb—4 mélyfúrás magas entalpiájú geotermikus rezervoárt tárt fel a Pannon-medence aljzatában. Az energiahordozó fluidum túlhevített sós víz, amelynek nyomása a hidrosztatikusnál jóval nagyobb. A rezervoár teljes egészében a töredezett-repedezett medencealjzatban helyezkedik el. A rezervoár töréses szerkezetét jelentős mértékben tektonikai hatások: oldaleltolódásos zónához tartozó lokális „push-up" folyamat hozta létre. Jelentős lehet a túlnyomásos márgaösszlet által generált természetes hidraulikus repedésrendszer is.

A rezervoár mind a szeizmikus, mind a szilícium-hőmérős és a magnetotellurikus mérések segítségével jól nyomozható volt. Kiterjedése néhányszor 10 km^2-re tehető, és bizonnyal elegendő nagy lenne egy geotermikus erőmű ellátására. Feltehető, hogy a 25—30 g/l sótartalom, valamint az, hogy a mélyfúrás terméke nem száraz gőz hanem gőz/víz elegy, nem jelent megoldhatatlan nehézséget. Ezeket a problémákat a geotermikus energia-ipar sok mindenben megoldotta (UNECE 1984, OMBKE 1990). A régebbi eljárások mellett újabban a teljes fluidum porlasztott injektálását („total flow prime movers", RYLEY, 1985) és egy másodlagos, szerves folyadékot használó hőkicserélős („binary cycle") eljárást ajánlják és használják Olaszországban, az USA-ban és Japánban. A guadeloupei Bouillante (JAUD és LAMETHE, 1985) a fábiánsebestyénihez hasonló sós (27 g/l) víz/gőz rendszerből (240 °C, 20% gőz — 80% víz) termel elektromos energiát. Az oldott só mintegy 90%-a mindkét helyen NaCl, ami nem hoz létre sókiválást, szemben a $Ca(HCO_3)_2$-os vizekkel.

A Pannon-medence más részein feltételezhető mélybeli rezervoárok kutatására, Fábiánsebestyén példáján, a szeizmikus, geokémiai és geoelektromos mérések alkalmasak. E kutatások perspektivitását újabb vizsgálatok (pl. a Nsz—3 mélyfúráson, 17 km-re a Fáb—4-től; NAGY et al., 1992) is alátámasztják.

Irodalom — References

ALFÖLDI L., BÖCKER T. & LORBERER Á. (1977): Magyarország karbonátos-repedezett hévíztárolóinak hidrogeológiai jellemzői. [Hydrological characters of thermal water reservoirs in fractured carbonate rocks in Hungary.] *In* Magyarország Hévízkútjai [Thermal Wells of Hungary], Vízgazdálkodási Tudományos Kutatóintézet, Budapest, 3, 17—28. (In Hungarian)

ARNORSSON, S., GUNNLAGSON, E. & SVAVARSSON, H. (1983): The chemistry of geothermal waters in Iceland. III. Chemical geothermometry in geothermal investigations. — Geochimica et Cosmochimica Acta, 567—577.

BOBOK E., MATING B. & NAVRATIL L. (1987): Geotermikus energiakészlet-becslések összehasonlító vizsgálata. [A comparative study of geothermal energy supply estimations.] — Országos Műszaki Fejlesztési Bizottság 3-8701-Et számú tanulmány [National Technology Development Committee, Report 3-8701-Et], pp. 68—79. (In Hungarian)

FÜLÖP J. & DANK V. (1987): Magyarország Földtani Atlasza 2. Magyarország földtani térképe a kainozoikum elhagyásával. 1:500.000. [Geological Atlas of Hungary 2. Geological Map of Hungary, Cenozoic Formations Omitted. 1:500.000]. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.

DÖVÉNYI P., HORVÁTH F., LIEBE P., GÁLFI J. & ERKI I. (1983): Geothermal conditions of Hungary. — Geophysical Transactions, Budapest, 29/1, 3—114.

GOLDBERG, S. & ROTSTEIN, Y. (1982): A simple form of presentation of magnetotelluric data using the Bostick transformation. — Geophysical Prospecting, 30, 211—216.

HAAS J. (1987): Magyarország geológiai szerkezetének fő vonásai. [Outline of the structural geology of Hungary.] *In* Az Alföld medencealjzatának szerkezetfejlődése. [Structural Evolution of the basement of the Great Hungarian Plain.] MTA Szegedi Akadémiai Bizottság, Szeged, pp. 9—16. (In Hungarian)

JAUD, P. & LAMETHE, D. (1985): The Bouillante geothermal power-plant, Guadeloupe. — Geothermics, 14/2—3, 197—205.

JONES, A.G. (1983): On the equivalence of the Niblett and Bostick transformations in the magnetotelluric method. — Journal of Geophysics, 53, 72—73.

KILÉNYI É. & RUMPLER J., (eds.) (1984): Pre-Tertiary basement relief map of Hungary 1:1.000.000. — Geophysical Transactions, Budapest, 30/4, 425—428 (with colour map supplement).

NAGY Z., LANDY I., PAP S. & RUMPLER J. (1992): Results of magnetotelluric exploration for geothermal reservoirs in Hungary. — Acta Geodaetica, Geophysica et Montanistica Hungarica 27/1, 87—101, Budapest.

OMBKE [Országos Magyar Bányászati és Kohászati Egyesület] (1990): 21. vándorgyűlés, Balatonszéplak, D szekció (Geotermikus Energia) anyaga. [National Hungarian Mining and Metallurgy Society, 21st Itinerary Conference, Balatonszéplak. Materials of Section D (Geothermal Energy.] Országos Magyar Bányászati és Kohászati Egyesület, Budapest.

OTTLIK P., GÁLFI J., HORVÁTH F., KORIM K. & STEGENA L. (1981): The low enthalpy geothermal resource of the Pannonian basin, Hungary. *In* RYBACH L., MUFFLER L.Y.P. (eds.): Geothermal Systems: Principles and Case Histories. John Wiley and Sons, Chichester, 201—245.

RUMPLER J. (témafelelős), DEÁK J., DÖVÉNYI P., HORVÁTH F., KONCZ I., KURUCZ B., NEMESI L., STEGENA L., TÓTH Gy. & VÖLGYI L. (1987): Nagymélységű, magas entalpiájú geotermikus rezervoárok kutatási lehetőségeinek vizsgálata. [Research for deep-seated high-enthalpy geothermal reservoirs in Hungary.] Központi Földtani Hivatal, 201/86 számú tanulmány. [Central Geological Office, Report 201/86.] (In Hungarian)

RYLEY D.J. (1985): A critical appraisal of some aspects of the analysis of the wet steam nozzle as used in total flow machines. Geothermics, 14/2—3, 435—447.

STANLEY, W.D., BOEHL, J.E., BOSTICK, F.X. & SMITH, H.W. (1977): Geothermal significance of magnetotelluric sounding in the Eastern Snake River, Plain-Yellowstone Region. — Journal of Geophysical Research, 82/17, 2501—2514.

STEFANSSON, V. & BJÖRNSSON, S. (1982): Physical aspects of hydrothermal systems. *In* PALMASSON G. (ed.): Continental and Oceanic Rifts. American Geophysical Union, Geodynamics Series 8, 8—18.

STEGENA L. (1985a): Application of silica-geothermometry in Hungary. *In* OMBKE [National Hungarian Mining and Metallurgy Society] 19th Petroleum Itinerary Conference, Budapest, pp. 212—216.

STEGENA L. (1985b): On the subterranean hydraulics of closed basins. *In* ROMIN, E. (ed.): Geothermics, Thermal-mineral Waters and Hydrogeology. Theophrastus, Athens, 59—69.

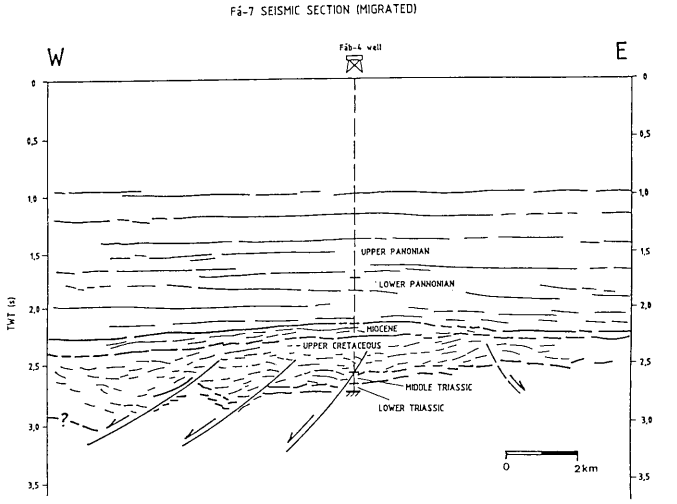
STEGENA L. (1986): Nagymélységű geotermikus rezervoárok a Pannon-medencében. [Deep-seated geothermal reservoirs in the Pannonian Basin.] Előadás a Magyar Geofizikusok Egyesülete 1986. április 17.-i ülésén. [Lecture before the Hungarian Association of Geophysicists on April 17, 1986]

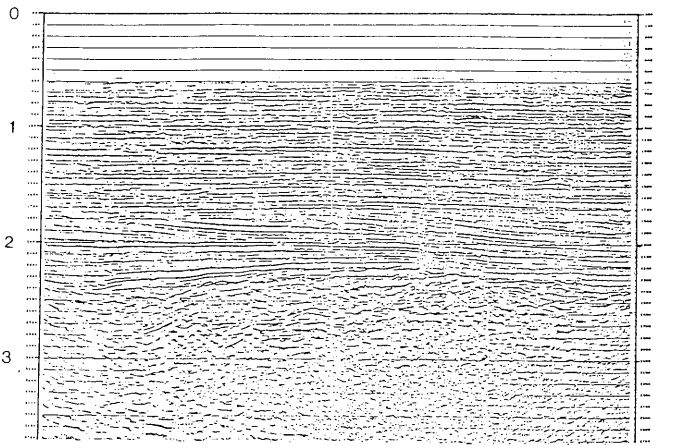
STEGENA L. (1991): Hasznosítható-e a geotermikus energia Magyarországon? [Is geothermal energy suitable for utilization in Hungary?] Magyar Tudomány, 36/7, 892—894, Budapest. (In Hungarian)

UNECE (1984): Utilization of geothermal energy for electric power production and space heating. Seminar in Florenz. — Geothermics, 1985/3—4, Special Issue.

VÁNDORFI R. (szerk.) (1987): A fábiánsebestyéni gőzkitörés műszaki-gazdasági értékelése, a hasznosítás lehetőségei. [Technical-economic evaluation of the vapour-outburst at Fábiánsebestyén-4.] Országos Műszaki Fejlesztési Bizottság tanulmány [National Technology Development Committee, Report] 3-8701-Et, 52 p., Budapest. (In Hungarian)

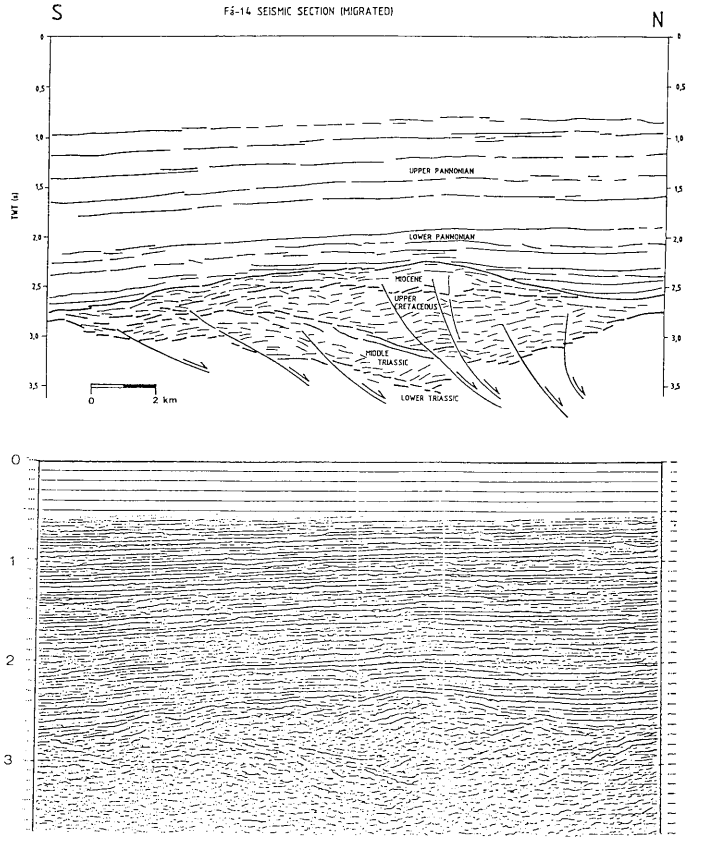
WRIGHT, Ph.M., STANLEY, H.W., ROSSAND, H.P. & WEST, R.C. (1985): State of the art geophysical exploration for geothermal resources. Geophysics, 50/12, 2666—2699.



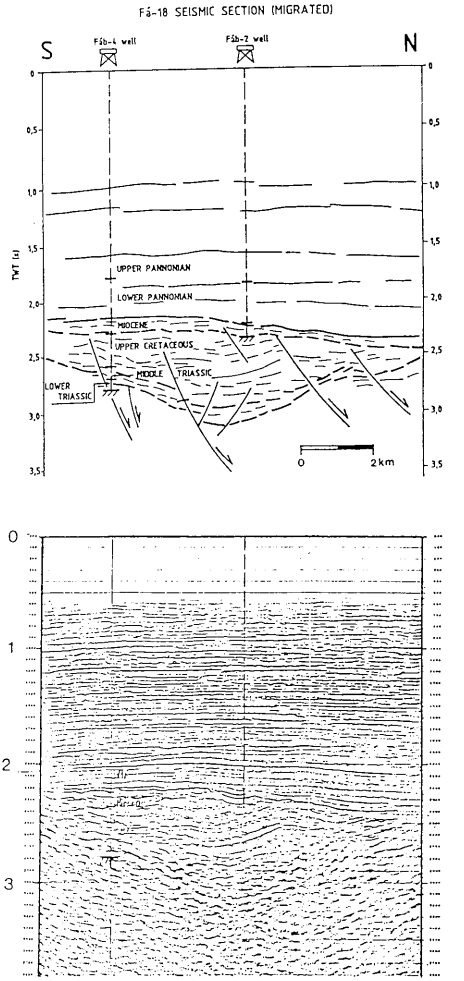


3a—c. ábra. Fábiánsebestyéni szeizmikus szelvények (Fá—7, Fá—14, Fá—18) transzpressziós (push up) töredezett szerkezetekkel. Ezek a nagymélységű geotermikus rezervoárok valószínű helyei.

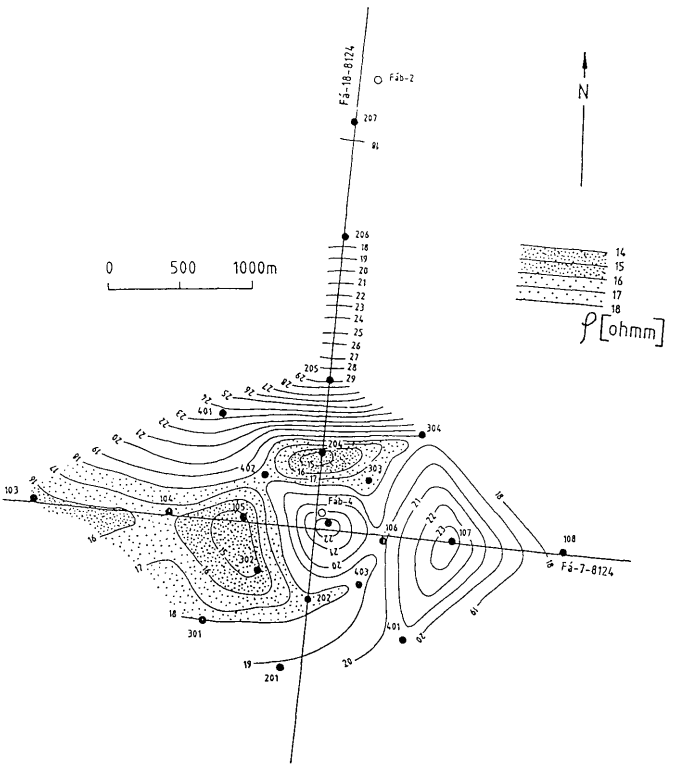
Figs. 3a—c. Seismic sections at Fábiánsebestyén (Fá—7, Fá—14, Fá—18) showing fragmented push-up structures where geothermal reservoirs are probably present.



3b. ábra. Aláírás a 203. oldalon.
Fig. 3b. Caption on p. 203.

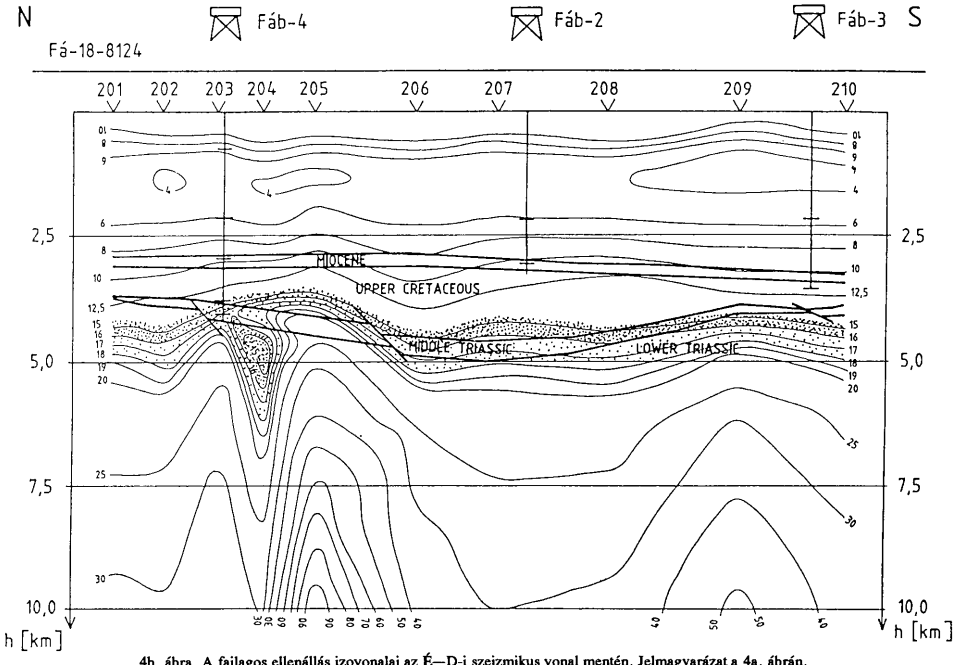


3c. ábra. Aláírás a 203. oldalon.
Fig. 3c. Caption on p. 203.



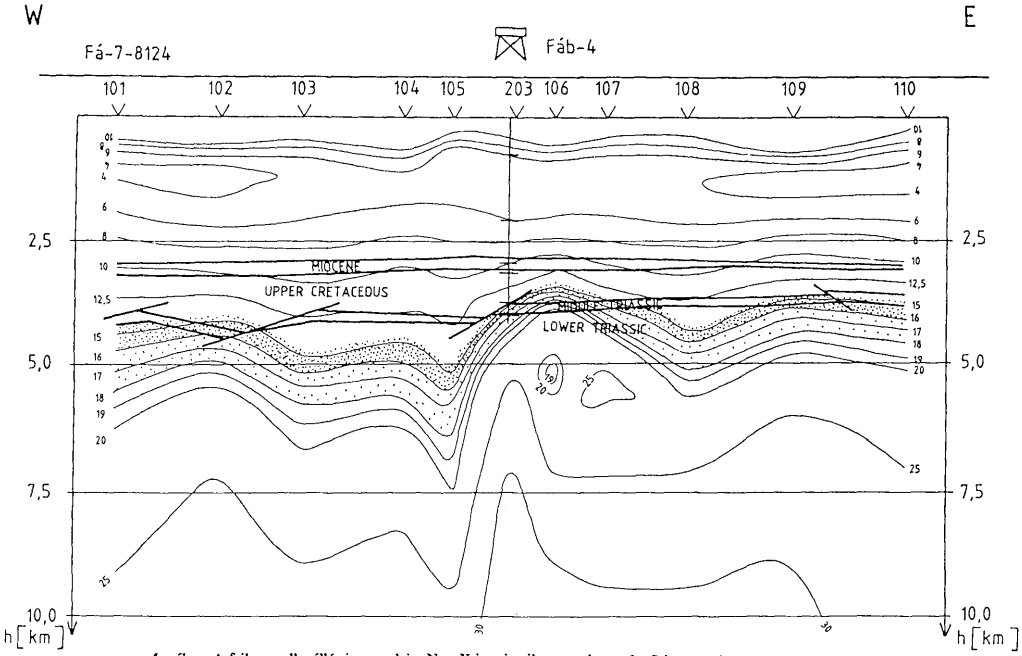
4a. ábra. Magnetotellurikus mérési pontok (101—404) valamint a mérésekből meghatározott Bostick-transzformált fajlagos ellenállások (5—30 Ωm) a Fábiánsebestyén—4 mélyfúrás környékén. A fajlagos ellenállások izovonalai 5 km mélységben. A Fáb—4 mélyfúrás közelében megnövekedett vezetőképességű, mélybe nyúló zóna jelentkezik, valószínűleg a geotermikus rezervoár indikációjaként.

Fig. 4a. Magnetotelluric sounding points (101—404) and Bostick-transformed resistivity values (5—30 Ωm) around Fábiánsebestyén-4 borehole. Resistivity isolines in 5 km depth. In the vicinity of Fáb—4 borehole a high conductivity, deep zone indicates a geothermal reservoir, in all probability.



4b. ábra. A fajlagos ellenállás izovonalai az É—D-i szeizmikus vonal mentén. Jelmagyarázat a 4a. ábrán.

Fig. 4b. Resistivity isolines along the N—S seismic line. For explanations see Fig. 4a.



4c. ábra. A fajlagos ellenállás izovonalai a Ny—K-i szeizmikus vonal mentén. Jelmagyarázat a 4a. ábrán.

Fig. 4c. Resistivity isolines along the W—E seismic line. For explanation see Fig. 4a.

Földtani Közlöny 122/2—4, 209—232 (1992) Budapest

Hazai lamprofírok karbonátjának eredete stabilizotóp-vizsgálatok alapján

Origin of carbonates in lamprophyres of Hungary: a stable isotope study

DEMÉNY Attila[1]

(8 ábrával és 1 táblázattal)

Összefoglalás

A budaligeti Remete-hegyen talált lamprofír, valamint a Budakeszi—1, Budaörs—1, Sukoró—1 fúrás és a pákozdi Nagy-kőfejtő lamprofír teléreiben levő karbonát $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$ és δD vizsgálatából az alábbi következtetések vonhatók le:

1. A Budai-hegység lamprofírjainak karbonátja nem tisztán magmás eredetű, hanem magmás és üledékes anyag keveredéséből származik.
2. A velencei-hegységi karbonatit és lamprofír karbonátja magmás eredetű, összetételét magmás frakcionációs és/vagy kontaminációs folyamatok hozták létre.
3. A lamprofírtelérekhez kapcsolódó kalciterek képződése két fő, a magmatit benyomulását követő fluidhatáshoz köthető. A két fluidgeneráció izotópösszetétele a magmás eredetű víz és az üledékes kőzetek pórusvizének tartományához áll közel.

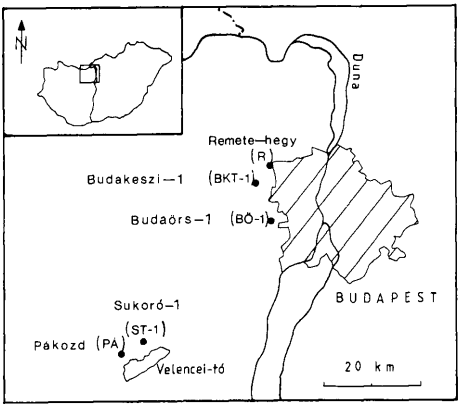
Abstract

Based on $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$ and δD measurements of carbonates and fluid inclusions in lamprophyres and carbonatites in Transdanubia, Hungary, the following conclusions are drawn:

1. The carbonates of the lamprophyres in the Buda Hills are not of purely magmatic origin, but derive from mixing of magmatic and sedimentary materials.
2. The carbonates of the lamprophyre and carbonate that intruded granites in the Velence Hills are of magmatic origin and their isotopic compositions have been shifted by magmatic fractionation and/or contamination processes.
3. The formation of calcite veins related to lamprophyre dykes was induced by two fluid generations with isotopic compositions close to magmatic waters and formation waters, respectively.

[1]DEMÉNY Attila, Magyar Tudományos Akadémia, Geokémiai Kutatólaboratórium, 1112 Budapest, Budaörsi út 45.

A kézirat beérkezett: 1992. február 4.
Átdolgozva: 1992. június 12.



1. ábra. A vizsgált minták lelőhelyei. Remete-hegy (Budaliget) és Pákozd lelőhelyei felszíni feltárásokat, a Budakeszi—1, Budaörs—1 és Sukoró—1 lelőhelyek fúrásokat jelölnek.
Fig. 1. Localities of samples. The localities of Remete Hill (Budaliget) and Pákozd are outcrops, the points of Budakeszi—1, Budaörs—1, and Sukoró—1 are boreholes.

Bevezetés

Az 1980-as évek során számos tanulmány jelent meg a Dunántúli-középhegység mezozoós lamprofírjairól. HORVÁTH et al. (1983) az alkáli lamprofír telérek mellett karbonatithoz közelálló kőzeteket is ismertetett. A magmatizmus lokális — esetleges gazdasági — jelentőségének (pl. Nb-dúsulás) megismerése mellett ezen kőzetek vizsgálata információt nyújt távolabbi földtani korrelációs kérdések megoldásához is, hiszen a Dunántúli-középhegység mezozoós kőzetei és az Alpok megfelelő sorozatai között jól meghatározott kapcsolat van (például KÁZMÉR és KOVÁCS, 1985; BALLA, 1988). Emellett a lamprofíros magmatizmus tanulmányozása általános magmagenetikai és -fejlődési kérdésekhez is hasznos adatokat szolgáltat.

A lamprofíros sorozat kőzeteinek feltűnő tulajdonsága, hogy esetenként jelentős mennyiségű karbonátot tartalmaznak, ami karbonatit jellegű magmatitként (HORVÁTH et al., 1983; KUBOVICS és SZABÓ, 1987), a lamprofírban alapanyagként, vagy ocellumként (HORVÁTH et al., 1987; KUBOVICS et al., 1989) jelenik meg.

HORVÁTH és társai (1987) végeztek úttörő jellegű stabilizotóp-vizsgálatokat a magmatitok karbonátján, valamint kalciterek és karbonátos kőzetek anyagán. A magmatitok karbonátanyagát stabil szénizotóp-összetételük alapján elsődleges magmás eredetűnek tekintették (HORVÁTH és ÓDOR, 1984), míg az oxigénizotóp-összetétel eloszlását irodalmi analógiák alapján vulkáni-szubvulkáni környezethez kapcsolták. Ezen következtetések hiányossága, hogy a szén- és az oxigénizotóp-összetétel mind a magmás frakcionáció folyamatai, mind karbonátos üledékes kőzetekkel való kölcsönhatás során

együtt változnak, így az eloszlások értelmezése során nem választhatók szét. A kőzetek utólagos átalakulásához kapcsolódó kalcitérképződés körülményeinek ismerete ezen folyamatok értelmezéséhez fontos adatokat szolgáltathat, viszont ezek genetikája még nem kellően tisztázott.

Jelen munka tárgya a lamprofíros magmatizmus fejlődésének és a környező kőzetekkel való kölcsönhatásának vizsgálata, a két folyamat elkülönítése és mértékük meghatározása.

E célból karbonátminták stabil szén- és oxigénizotópos, valamint fluidzárványok stabil hidrogénizotópos vizsgálatát végeztem el a felszíni feltárásban előforduló, jól mintázható és dokumentálható budaligeti teléren (Remete-hegy, dachsteini mészkő kőfejtő), valamint összevetésként a Sukoró—1, Budaörs—1, Budakeszi—1 fúrások és a pákozdi Nagy-kőfejtőben leírt telér anyagán (1. ábra).

Földtani viszonyok

A Dunántúli-középhegységben több lelőhelyről (Pákozd, Nagykovácsi, Budaliget) és fúrásból (Sukoró—1, Diósd—1, Alcsútdoboz—2, Mány—1, Vál—3, Budaörs—1, Budakeszi—1, stb) ismert lamprofír és karbonatit jellegű magmatit, amely néhány métert is elérő vastagságú telérek formájában jelenik meg (HORVÁTH et al., 1983, 1985, 1987; KUBOVICS és SZABÓ, 1987; KUBOVICS et al., 1989). A magmatitok kőzettani besorolása igen változatos, sokféle lamprofírváltozat (az alnöittől a spessartitig) szerepel a leírásokban.

A magmatitok korára vonatkozóan több szerző közöl adatokat mind K/Ar, mind fission track vizsgálatok alapján. A K/Ar koradatok 57,9-től 77,6 millió évig terjednek (HORVÁTH et al., 1983; EMBEY-ISZTIN et al., 1989, Kubovics, 1985; KUBOVICS et al., 1989), jól egyezően a kőzetek apatitján mért fission track korokkal (60—68 millió év, DUNKL, 1991). DUNKL (1991) a Mány—1 fúrás általa vizsgált mintájában két apatittípust különített el koruk (≈60 millió év és 99,1 millió év), illetve urántartalmuk alapján.

DOBOSI és HORVÁTH (1988) vizsgálatai szerint a telérek kémiai összetétele, genetikája és — klinopiroxénjeinek összetétele alapján meghatározott — kristályosodási sorrendje nagyon hasonló.

A budaligeti Remete-hegyen talált magmatittelér anyagával EMBEY-ISZTIN és társai (1989), valamint KUBOVICS et al. (1989) foglalkoztak részletesen, jóllehet eltérő kőzetbesorolást adtak.

A telér a kőfejtő tetején, mintegy 10 m hosszúságban látható, így különböző bontottsági fokú részei jól elkülöníthetők. A magmatit legnagyobb része vöröses-barnás színű, de nagyobb foltokban zöldes is lehet, ami különböző helyi redoxviszonyokra utal. Érdemes megjegyezni, hogy a zöldes színű anyagban 10 cm átmérőt is elérő — valószínűleg köpenyeredetű — zárványok is előfordulnak, amelyek döntően karbonát-agyagásvány-klorit-szerpentin keverékké alakultak át, több-kevesebb csillámreliktummal. A telér DK-i részén a vörösesbarna kőzettől jól elkülönülve szürkésfehér, karbonátból és agyagásványból álló, magmás szerkezetmaradványokat nem mutató kőzetrészt találunk. Ezen rész érdekessége, hogy ebben a bontott tömegben található a feltárás legkevésbé átalakult magmatitja, amely zöldes színű átmenettel érintkezik a szürkésfehér anyaggal, és kb. 40—50 cm átmérőjű reliktum blokkokként jelenik meg. Ebben a

blokkban EMBEY-ISZTIN et al. (1989) és KUBOVICS et al. (1989) a feno- és mikrofenokristályok között olivint, zónás klinopiroxént, csillámot és opak ásványt említenek, míg az alapanyagban karbonát, földpát, apatit és kőzetüveg szerepel. A kőzet szövete pánidiomorf. EMBEY-ISZTIN és munkatársai (1989) emellett peridotit zárványokat is leírtak.

Elektronmikroszondás és ritkaföldfém-vizsgálatok alapján KUBOVICS et al. (1989) a magmatittelért egyértelműen a Dunántúli-középhegység lamprofíros-karbonatitos-pikrites sorozatába tartozónak tartják.

Az említett alapanyagbeli karbonát mellett (amely egyaránt származhat utólagos kőzetátalakulásból és elsődleges magmás forrásból is) a magmatit 2 cm-t is elérő ocellumokat tartalmaz. Tájékoztató jellegű mikroszondás vizsgálatok (elemző FÓRIZS István, Geokémiai Kutatólaboratórium) alapján az ocellumok kalcitból állnak, vékony (1—2 mm) dolomit szegéllyel.

A magmatitot magába foglaló dachsteini mészkő fehéres színű, cukorszövetű. A magmatit felé haladva egyre inkább elszíneződik, a kontaktuson vörösesbarna színűvé válik, bár helyenként szürke foltok jelennek meg.

A feltárásban a következő karbonátér-típusokat különítettem el:

A. A magmatiton belül
   — masszív, 5—10 cm vastagságot elérő karbonátos sávok,
   — szálas szerkezetű, 0,5—1 cm vastagságú kalciterek,
   — változó vastagságú (max. 5—10 cm), fennőtt kalcitkristályokat tartalmazó erek.

B. A mészkőben
   — vékony erek a vörösesbarna és a szürke átalakult mészkőben,
   — mészkőbreccsát kitöltő, zónásságot mutató (vasas kalcit—kalcit) kalcitképződés,
   — fennőtt kristályokat tartalmazó kalciterek.

A fenti típusok mindegyikét külön minta reprezentálja, amelyek leírása a Függelékben található. A Remete-hegyről származó anyagok az R(1—n) mintasorba tartoznak.

A már említett fúrási anyagokat a budaligeti telérrel való összevetés céljából vizsgáltam, így a részletes kőzettani-ásványos leírások az idézett tanulmányokban találhatóak. A legkevésbé bontott kőzet alapján a Budakeszi—1 (továbbiakban Bkt—1) magmatitja polzenit-szilikokarbonatit, a Budaörs—1 (továbbiakban Bö—1) fúrásban és a pákozdi Nagy-kőfejtőben leírt telér monchiquit, a Sukoró—1 (továbbiakban St—1) fúrás vizsgált kőzete magnezites beforsit (HORVÁTH et al., 1983, 1985, 1987).

A Bö—1 és Bkt—1 fúrások kőzetei a jelen tanulmány fő tárgyát képező budaligeti magmatithoz térben legközelebb álló és azonos sorozatba tartozó magmatitokat, míg a Velencei-hegység gránitjába nyomult telérek (St—1, Pákozd) üledékes karbonátos kőzettel kapcsolatban nem levő és ezért az eredeti magmás karbonátösszetételhez legközelebb álló kőzeteket képviselik. Noha nem lehet kizárni, hogy a gránit alatt jelentős üledékes sorozatok lehetnek, a lamprofír magma benyomulása során ezekkel csak nagyon rövid ideig lehetett kölcsönhatásban és így a kontamináció valószínűsége kisebb, mint az üledékes kőzetekbe nyomult és ott kihűlt magmatitok esetében. Ezen összehasonlító mintákban szintén megtalálhatók a budaligeti telér leírásánál szereplő karbonáttípusok (ocellum, alapanyag, masszív karbonátosodás, fennőtt kristályok), felsorolásuk a mintákat ismertető Függelékben található.

Analitikai módszerek

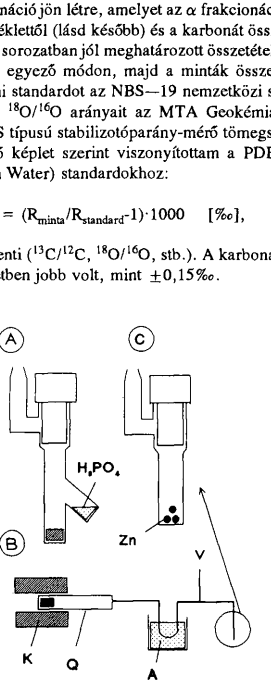
A mintákat kétféle módon készítettem elő. Teljes kőzet, illetve nagyobb mintadarab esetén törés után achát mozsárban kézzel porítottam az anyagot. Ocellumok és erek esetében azonban lassú fordulatszámú (2—3 fordulat/másodperc) fúróval a kézipéldányból fúrtam ki elemzésre elegendő anyagot. A karbonátok előkészítése a MCCREA (1950) által megalapozott módszer szerint történt. 20 mg tiszta $CaCO_3$-at tartalmazó mintát a 2. ábrán bemutatott reakciócsőbe mértem be. Ezután a DEMÉNY és FÓRIZS (1991) által leírtak szerint előkészített koncentrált foszforsavból 2,5 cm^3-t a reakciócső másik „ujjába" töltöttem, majd az edényeket vákuumra szívattam. A foszforsavat a karbonátra öntve az anyagokat a karbonát típusától függően 12—15 órán keresztül (kalcit), illetve 5 napon át (dolomit) szobahőmérsékleten reagáltattam. A keletkező szén-dioxidot vákuumdesztillálással tisztítottam.

Mivel a reakció során az eredeti karbonát oxigénatomjainak csak 2/3-át nyerjük ki CO_2 formájában, ezért izotópfrakcionáció jön létre, amelyet az α frakcionációs tényezővel adunk meg. Ez az α tényező függ a hőmérséklettől (lásd később) és a karbonát összetételétől. A hőmérséklet-függés kiküszöbölésére minden sorozatban jól meghatározott összetételű laboratóriumi standardot tártam fel a mintákkal teljesen egyező módon, majd a minták összetételét ehhez az anyaghoz viszonyítottam. A laboratóriumi standardot az NBS—19 nemzetközi standardhoz kalibráltam.

A kinyert CO_2 $^{13}C/^{12}C$ és $^{18}O/^{16}O$ arányait az MTA Geokémiai Kutatólaboratóriumában működő Finnigan MAT Delta S típusú stabilizotóparány-mérő tömegspektrométerrel határoztam meg. Az adatokat a következő képlet szerint viszonyítottam a PDB (Pee Dee Belemnite) és SMOW (Standard Mean Ocean Water) standardokhoz:

$$\delta = (R_{minta}/R_{standard}-1)\cdot 1000 \quad [‰],$$

ahol R az adott izotóparányt jelenti ($^{13}C/^{12}C$, $^{18}O/^{16}O$, stb.). A karbonátok $\delta^{13}C$ és $\delta^{18}O$ adatainak reprodukálhatósága minden esetben jobb volt, mint $\pm 0{,}15‰$.



2. ábra. **A.** Karbonátelőkészítő reakciócső. A vákuum-rendszerhez csiszolatos csatlakozással kapcsolódik. **B.** Előkészítő vákuumrendszer fluidzárványok kifűtéséhez. K: kemence, Q: kvarccső, A: olvadó aceton, V: kimenet a vákuumpumpához. **C.** Reakciócső a kifűtés során felszabaduló H_2O fémcinkkel történő redukciójához.

*Fig. 2. **A.** Reaction tube for carbonate preparation. **B.** Vacuum system for heating fluid inclusions. K: furnace, Q: quartz tube, A: melting acetone, V: vacuum. **C.** Reaction tube for the reduction of water released upon heating with zinc.*

A kalciterek képződését létrehozó fluidok vizsgálatára három minta fluidzárványaiban jelenlevő H_2O D/H arányát is meghatároztam (az előkészítő rendszer rajza a 2. ábrán látható). A fluidzárványok jelenlétének mikroszkópos ellenőrzése után után a minták 2—5 mm-es darabjait (kb. 5 g) a kvarccsőbe helyeztem, vákuumra szívattam, majd vákuumban 30 perc alatt 500 °C-ra hevítettem és 30 percig ott tartottam. A felszabaduló H_2O-t vákuumdesztillálással tisztítottam, majd a cinket tartalmazó reakciócsőbe fagyasztottam. A vízből hidrogén gázt a COLEMAN et al. (1982) által megalapozott és DEMÉNY és FÓRIZS (1991) által kissé módosított módszerrel, fémcinkkel 500 °C-on történő vízbontással készítettem. A felhasznált cink speciális intermetallikus vegyület, amely J.M. Hayes (Bloomington, USA) laboratóriumában készült. A D/H arányt a H_2 gázban a már említett Delta S tömegspektrométerrel határoztam meg és a SMOW standardhoz viszonyítottam.

Az izotópegyensúly számításának alapját az izotópfrakcionációs tényező, az α képezi:

$$\alpha = R_A/R_B,$$

ahol R_A és R_B az A és B anyagra vonatkozó izotóparány ($^{13}C/^{12}C$, $^{18}O/^{16}O$, stb.). A frakcionációs tényező hőmérsékletfüggését az

$$1000 \cdot \ln\alpha = a \cdot T^{-2} + b$$

egyenlet adja meg. Ez a kalcit-víz oxigénizotópegyensúly esetében

$$1000 \cdot \ln\alpha = 2{,}78 \cdot 10^6 \cdot T^{-2} + 3{,}39$$

(O'NEIL et al., 1969).

A frakcionációs tényező és a δ érték között a következő összefüggések léteznek (lásd pl. SHEPPARD, 1984):

$$1000 \cdot \ln\alpha_{XY} = \ln(1 + \delta_X/1000) - \ln(1 + \delta_Y/1000).$$

Ha $\delta/1000 < 1$, akkor $\ln(1 + \delta/1000) \approx \delta$, tehát

$$1000 \cdot \ln\alpha \approx \delta_X - \delta_Y,$$

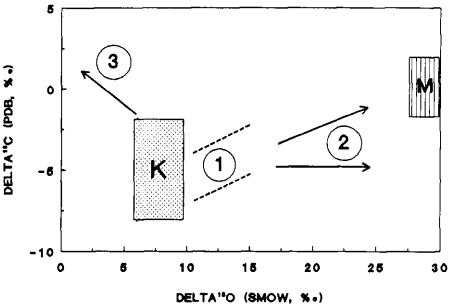
amely különbséget Δ-val jelölünk.

Az összefüggésekből látható, hogy két anyag közti izotópegyensúly esetén a δ értékek és a hőmérséklet közül bármely kettő ismeretében a harmadik meghatározható.

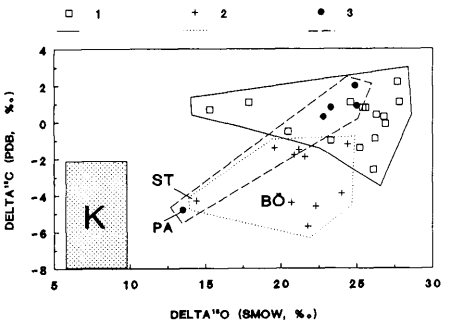
Eredmények

A stabilizotóp-vizsgálatok eredményei az I. táblázatban szerepelnek. Az izotópadatok $\delta^{13}C$—$\delta^{18}O$ (karbonát) és δD—$\delta^{18}O$ (H_2O) eloszlásai a 4—7. ábrán láthatók.

A budaligeti magmatit kőzetminták alapanyagbeli karbonátjának izotópadatai viszonylag szűk tartományba esnek (4. ábra) ($\delta^{13}C = -1{,}4$-től $-5{,}7$‰-ig, $\delta^{18}O = 19{,}6$--tól 24,4‰-ig). Ugyan a stabil szénizotóparányok közel vannak a köpenyeredetű magmás karbonátok tartományához, viszont az oxigénizotópadatok jelentősen eltérnek. Az izotópösszetételt meghatározó folyamatra nézve fontos információt jelenthet, hogy az izotóparányok nem mutatnak összefüggést a karbonáttartalommal (5. ábra).



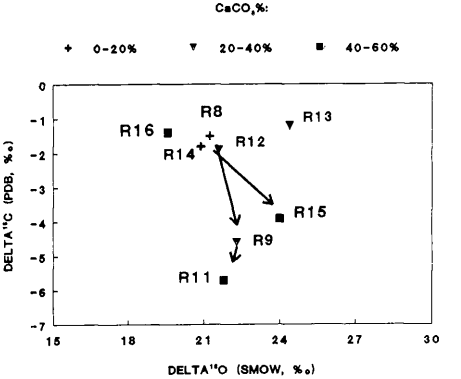
3. ábra. Karbonatitokban lezajló izotópváltozások folyamatai és irányai. **K:** intruzív karbonatitok, **M:** mészkövek. A körökben levő számok: **1.** Rayleigh-frakcionáció által létrehozott izotópeltolódás. **2.** Kontamináció és utólagos hidrotermás hatások. **3.** Csapadékvíz hatása ≈250°C-nál nagyobb hőmérsékleten.
*Fig. 3. Processes and directions of alterations of the isotopic compositions of carbonatites. **K:** intrusive carbonatites, **M:** limestones. Numbers in circles: **1.** direction of the isotopic shift caused by Rayleigh fractionation processes. **2.** Contamination and later hydrothermal effects. **3.** The effect of meteoric water above ≈250°C.*



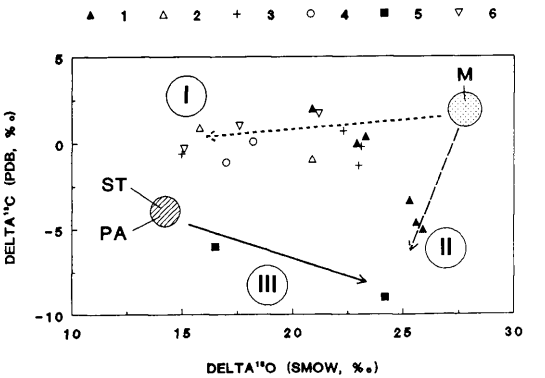
4. ábra. Mészkőminták (1), magmatitok alapanyagbeli karbonátjának (2) és karbonát ocellumainak (3) eloszlása a $\delta^{13}C$—$\delta^{18}O$ ábrán. **K:** intruzív karbonatitok összetételi mezeje; **ST:** St—1/2 minta pontja; **PA:** a pákozdi Nagy-kőfejtő monchiquit telérében levő kalcit ocellumok pontja; **BŐ:** a Bö—1/19 minta pontja.
*Fig. 4. $\delta^{13}C$—$\delta^{18}O$ plot of limestones (1) and groundmass carbonate (2) and ocelli (3) of the magmatites. **K:** intrusive carbonatites; **ST:** the point of sample St—1/2; **PA:** the point of the calcite ocelli of the monchiquite dyke of Pákozd; **BŐ:** the point of sample Bö—1/19.*

A Bö—1 fúrás karbonátosodott lamprofírjának (Bö—1/19 minta) karbonáttartalma nagyobb, mint 50%, amelynek kialakulása a szöveti bélyegek alapján nem felszíni

mállás eredménye, mégis izotópösszetétele közel áll a budaligeti telér erősen bontott magmatitjának (R11 minta) értékéhez.



5. ábra. A budaligeti (Remete-hegy) lamprofír telér alapanyagbeli karbonátjának izotópeloszlása és a kőzetek karbonáttartalma. A nyilak magyarázatát lásd a szövegben.
Fig. 5. $\delta^{13}C$-$\delta^{18}O$ plot of groundmass carbonates in the lamprophyre of Budaliget (Remete Hill). Explanations of arrows are in the text.



6. ábra. Kalciterek eloszlása a $\delta^{13}C$-$\delta^{18}O$ ábrán. **1.** vékony kalciterek a kontaktus mészkövében; **2.** fennőtt kalcit a mészkőben; **3.** breccsakitöltés; **4.** szálas kalciterek a magmatitban; **5.** karbonátos sávok a magmatitban; **6.** fennőtt kalcit a magmatitban; **M:** érintetlen mészkő összetételi mezeje; ST és PA mint a 4.ábrán. Az I., II. és III. nyilak magyarázata a szövegben szerepel.
Fig. 6. $\delta^{13}C$-$\delta^{18}O$ plot of calcite veins. 1. thin veins in the contact limestone; 2. calcite crystals in the limestone; 3. breccia fillings; 4. fibrous calcite veins within the magmatite; 5. carbonate bands in the magmatite; 6. calcite crystals in the magmatite. Explanations of arrows I, II, and III are in the text.

A Sukoró—1 fúrással harántolt karbonatit (St—1/2 minta) adta a vizsgált kőzetek közül az intruzív karbonatitok tartományához legközelebb eső értéket.

A pákozdi Nagy-kőfejtő monchiquit telérében talált kalcit ocellumok (PÁ minta) izotóparányai a karbonatit (St—1/2 minta) adatához esnek közel.

Az St—1 fúrás karbonatitja dolomitot tartalmaz a pákozdi monchiquit kalcit ocellumainál kissé pozitívabb szén- és oxigénizotóp-összetétellel. Egyensúlyi körülmények között a dolomit több nehéz izotópot (^{13}C és ^{18}O) tartalmaz, mint a kalcit (SCHWARTZ, 1966), így a két kőzet (St—1/2 és PÁ jelű minták) karbonátjának összetétele a magmás izotópegyensúlyt megközelíti (lásd DEINES, 1989).

A budaligeti telér reliktum magmatitjában (R8 minta) talált karbonát ocellumok izotópadatai szintén szűk tartományba esnek (I. táblázat, 4. ábra), viszont az alapanyagbeli karbonát adataihoz képest a mészkövek izotópösszetételéhez esnek közelebb.

A budaligeti kőfejtő átalakulást nem mutató mészkőmintáinak izotópösszetételi eloszlása alapján (I. táblázat) a mészkő eredeti összetétele $\delta^{13}C \approx 2‰$, $\delta^{18}O \approx 28‰$ volt. A kontaktus vörösbarna színű, átalakult mészkövének összetétele a magmás karbonát értékei felé tolódott el (I. táblázat és 4. ábra). A vörösbarna színű mészkőben levő szürkés foltok karbonátjának összetétele jelentősen eltér környezetétől. A szénizotóp-adatok ugyan az üledékes karbonátra jellemzőek maradtak, az oxigénizotóparányok viszont negatív irányba tolódtak ($\delta^{18}O = 15{,}4$-től 17,9‰-ig; 4. ábra).

A karbonátos erek izotóparányai között igen nagy szórás jelentkezik (6. ábra), az egyes típusok eltérését és azok okait a Diszkusszió fejezetében részletezem.

A három minta, amelyeknek anyagában a bezárt fluidzárványok víztartalmának D/H arányvizsgálatát végeztem el, viszonylag közelálló δD adatokat adott (I. táblázat). Ezek közül is a fennőtt kalcitban (R17/b minta) és a breccsakitöltés kalcitjában (R20/3 minta) levő H_2O hidrogénizotóp-összetétele mutat jó egyezést (—78,3 és —79,7 ‰), míg a harmadik anyag (magmatitban levő karbonát sáv, Bkt—1/9 minta) értéke kissé eltér (—84,4 ‰).

Diszkusszió

Magmás eredetű karbonát stabilizotópos összetétele (általános áttekintés)

Mivel lamprofírtelérek gyakorta kapcsolódnak karbonatit összletekhez (FITTON és UPTON, 1987), így a vizsgált lamprofír kőzetekben levő karbonát eredetének eldöntéséhez először a magmás karbonát szempontjából legtöbb információt nyújtó karbonatitok izotópösszetételének kialakulását és változását befolyásoló tényezőket kell áttekintenünk.

WYLLIE et al. (1990) a karbonatitmagma képződését 75 km-nél nagyobb mélységben valószínűsíti. Az általuk adott modell több fázisú köpenymetaszomatózist és magmaképződést feltételez, amely folyamat során mind elsődlegesen, mind nefelinites magma frakcionált kristályosodásával és nem elegyedő szilikát-karbonát fázisok elkülönülésével létrejöhet karbonatitmagma.

NELSON et al. (1988) a karbonatitmagma anyagát Sr, Nd, Pb, O és C izotópok eloszlásai alapján szubdukált óceáni litoszférából származtatja. Elméletük szerint a karbonát eredetileg üledékes jellegű izotópösszetétele a magmaképződés során éri el a magmás karbonátra jellemző értéket.

DEINES és GOLD (1973) számos karbonatitösszlet C és O izotópos vizsgálata alapján két fő típusra osztotta fel a karbonatitokat: szubvulkáni (intruzív) és szubvulkáni-vulkáni (extruzív is). Az intruzív karbonatitok C és O adatai kis szórást mutatnak ($\delta^{13}C = —2$-től —8‰-ig, $\delta^{18}O = 6$-tól 10‰-ig, 3.ábra), amelyet a köpenyre jellemző értéknek tekinthetünk (DEINES, 1989). Ezen tartományon belül is léteznek

szisztematikus összetételváltozások, amelyek magmafejlődéshez, regionális és tektonikai helyzettől függő eloszlásokhoz köthetők (ANDERSEN, 1987; DEINES, 1989; SHEPPARD és DAWSON, 1973). Ezek a változások kapcsolatban lehetnek a WYLLIE és társai (1990) által adott modell különböző fázisaival is.

A vulkáni-szubvulkáni összletek esetében a szénizotópadatok kevéssé térnek el az eredeti köpenyösszetételtől, viszont az oxigénizotóp-összetételek rendkívül széles tartományban változnak. Ennek az izotópeltolódásnak az okait ANDERSEN (1987), DEINES (1989), NIELSEN és BUCHARDT (1985) és VINOGRADOV et al. (1967) munkái alapján a következőkben adhatjuk meg:

1. Magmás frakcionáció. DEINES (1989) összefoglaló munkájában 21 karbonatit lelőhely C és O izotópeloszlását ábrázolta (idézett szerző 13.40. ábrája, 338. oldal) és az 5—15‰-es $\delta^{18}O$ tartományban mindkét izotóp pozitív irányú eltolódási trendjeit figyelte meg. A 3. ábrán a szaggatott vonalak ezt az irányt jelölik.

A jelenség magyarázatára DEINES (1989) számításokat végzett egy közös magmatárolóból fokozatosan kiváló karbonátos és szilikátos fázis izotópösszetételének Rayleigh-frakcionáció hatására bekövetkező változására. Az általa alkalmazott feltételrendszer némileg eltér a PINEAU et al. (1973) által korábban kidolgozott karbonát—CO_2—szilikát izotópegyensúly és folyamatos kristályosodás során lezajló Rayleigh-frakcionáció folyamatától, az izotópeltolódás iránya azonban azonos. PINEAU et al. (1973) elmélete szerint a 3. ábrán jelölt trendek lejtése 400°C alatt negatívvá válik, így ilyen hőmérsékleten az intruzív karbonatitokra jellemző $\delta^{13}C$ adatoknál negatívabb értékeket kapunk.

2. Kéregkontamináció. A magmatitot környező, szenet nem tartalmazó szilikátos kőzetek beolvadásából származó kontamináció csak az oxigénizotóp-összetételt változtatja meg. Ezzel szemben az üledékes karbonátok kontaminációs hatása mind a C, mind az O izotóparányait megváltoztatja.

A 3. ábrán a kontamináció lehetséges irányait nyilak jelölik.

3. A karbonát utólagos átalakulása.

a. Zárt rendszer. Magmás eredetű H_2O-val és CO_2-vel egyensúlyba kerülő karbonát szén- és oxigénizotóp-összetétele csökkenő hőmérséklettel egyre inkább pozitív irányba tolódik el (PINEAU et al., 1973), amit a 3. ábra szaggatott vonalai is jelölnek.

b. Nyílt rendszer.

— Fluidok eltávozása. A karbonáttal egyensúlyban levő CO_2 több ^{13}C-t, míg a H_2O több ^{16}O-t tartalmaz, mint a karbonát, így a fluidok eltávozása a rendszert ezen izotópokban szegényebbé teszi. A maradék fluiddal egyensúlyban levő karbonát szénizotópösszetétele negatív, oxigénizotóp-összetétele pozitív irányba tolódik el. HUBBERTEN et al. (1988) ezzel a folyamattal magyarázza a kaiserstuhli összlet késői karbonatitteléreinek és vulkanitjainak izotópösszetételi eloszlását.

— ^{18}O-dús vízzel történő egyensúly. DEINES (1989) a St. Honoré-i karbonatit vizsgálata alapján valószínűsíti, hogy korábban üledékes karbonáttal egyensúlyba került — és így ^{18}O-ban dúsabbá vált — hidrotermás oldatok pozitív irányú $\delta^{18}O$ eltolódást okozhatnak a karbonatitokban.

— Felszíni mállás csapadékvíz hatására. A kalcit-víz oxigénizotóp-egyensúly alapján (O'NEIL et al., 1969) az átlagos, negatív $\delta^{18}O$ értékű csapadékvízzel történő izotópcsere ≈250 °C felett a karbonatit izotópösszetételét negatív irányba, az alatt pozitív irányba tolja el (3. ábra, és DEINES, 1989). Így például kb. —10‰-es $\delta^{18}O$ értékű vízzel 20 °C-on egyensúlyban levő karbonát összetétele nagyon nagy fluid/kőzet arány mellett ≈20‰, 300 °C-on —5‰ lesz.

Ilyen csapadékvíz-hatásnak tulajdonítható egyes karbonatit tufák utólagos átkristályosodása és izotóparányváltozása (HAY és O'NEIL, 1983; HUBBERTEN et al., 1988).

A természetben legtöbbször a fentiek együttes hatása hozza létre a jelenleg megfigyelt izotópösszetételt.

Ezen folyamatok határozzák meg a karbonatitokhoz hasonló genetikájú lamprofírok izotópösszetételét is, noha a hatások mértéke gyakran eltérő.

A lamprofírokban levő elsődleges magmás karbonát szén- és oxigénizotóp-összetétele a karbonatitoknál gyakran pozitívabb, ami előrehaladottabb magmás frakcionációra utal. Emellett a lamprofíros magmatitok általában érzékenyebbek a kontaminációra is, mint a karbonatitok. Míg üledékes karbonátos kőzetbe hatolt karbonatit intrúziók sokszor megőrzik az eredeti izotópösszetételüket (LAPIN et al., 1986), a lamprofírok karbonátanyaga a környező kőzetekkel kevert összetételeket ad (BERNARD-GRIFFITHS et al., 1991; DONTSOVA et al., 1977; GALIMOV et al., 1974).

Mivel a lamprofírok gyakran néhány méter vastag telérekben fordulnak elő, ezért zárt rendszerű magmás fluidhatás nehezen képzelhető el. Ezzel szemben a nyílt rendszerű utólagos átalakulások, mint például a fluidok eltávozása, csapadékvíz (HUBBERTEN et al., 1988), vagy metamorf fluidok metaszomatikus hatása (FINLAYSON et al., 1988) gyakoriak.

A stabilizotóp-összetétel szempontjából a lamprofírok a felszíni mállásra is érzékenyebbek, mint a karbonatitok (DEINES, 1989). Ezért a magmatitban levő alapanyagbeli karbonát gyakran adja a felszíni hatásra jellemző értéket, noha eredeti magmás karbonátjának izotóparányai az intruzív karbonatitokéhoz álltak közel (pl. kaiserstuhli bergalitok, HUBBERTEN et al., 1988).

A magmás kőzetek karbonátos alapanyagának és ocellumainak eredete

A. Alapanyagbeli karbonát.

Mint láttuk, a vizsgált mintasorból a Sukoró—1 fúrás karbonátja adta az intruzív karbonatitokhoz legközelebb álló értéket, mégis ez az adat jelentősen eltér a köpenyeredetű karbonát tartományától (4. ábra). Ilyen mérvű izotópeltolódást mind magmás frakcionáció, mind a kéregkontamináció eredményezhet. Egyéb vizsgálatok (pl. radioaktív izotóparányok) hiányában a két folyamatot nem tudjuk elkülöníteni.

A budaligeti telér alapanyagbeli karbonátjának eloszlása az 5. ábrán látható. Makroszkópos megjelenés alapján két fő csoportot lehet elkülöníteni:

— csak felszíni mállás hatását mutató kőzetek (R8, R12, R13, R14 és R16 minták),

— az előzőtől eltérő, erőteljes átalakulást szenvedett anyagok (R9, R11, R15 minták).

Az R13 minta egy, a vizsgált teléren belüli törésből származik, földes, porló karbonátot tartalmaz, ami felszíni csapadékból kis hőmérsékleten történő kiválásra utal. Ez a karbonátkiválás nyilvánvalóan utólagos a többi kőzet karbonátjához képest.

Az R16 minta a lamprofír nagy karbonáttartalmú (59,6%) átalakult köpenyzárványa. Noha a karbonát mennyisége ebben a mintában a legtöbb, mégis izotópösszetétele közel áll az R8 mintáéhoz, amelyik a feltárás legkevésbé átalakult (5,2% karbonát) és a magmás jellegzetességeket legjobban megőrző kőzete. A vöröses barna (R14) és a zöldes színű (R12) kőzetrészek karbonáttartalma nagyobb ($\approx$20%), izotópösszetételük azonban gyakorlatilag megegyezik a legkevésbé átalakult, reliktum magmatit (R8 minta) alapanyagbeli karbonátjának összetételével. Az egyezés arra utal, hogy ezen kőzetek átalakulása egyazon folyamathoz köthető. A 4. ábrán látható eloszlás alapján a kőzetek karbonátja üledékes és magmás anyag keveredéséből származik. A magmás eredetű karbonátkomponens mennyisége abszolút értelemben nem állandó, viszont a karbonátban levő százalékos megoszlása a különböző mintákban nagyjából azonos. Ez azt jelenti, hogy azonos összetételű fluidból vált ki a karbonát, a kőzet átjárhatóságának megfelelő mennyiségben.

A budaligeti telér DK-i végében levő, karbonát és agyagásvány keverékévé teljesen átalakult, magmás szöveti elemeket nem mutató fehéresszürke kőzetanyag (R11 minta) összetétele jelentősen eltér az előzőektől. Az oxigénizotóp-arány nagyjából egyezik az átalakult kőzetben levő relikt magmatitéval (R8 minta), de a $\delta^{13}C$ adat a feltárásban mért legnegatívabb érték. A jelentősen eltérő szénizotópadatok kizárják, hogy ez a karbonát az előzőekkel azonos folyamatban képződjék. A teljesen átalakult kőzet (R11) és a reliktum magmatit (R8) közötti átmeneti anyag (R9 minta) összetétele a kőzet térbeli elhelyezkedésének megfelelően az R8 és R11 minták adatai közötti átmenetet jelzi.

Hasonló izotópeltolódást mutat a gömbös elválású kőzetrészek karbonátja is (R15 minta), így ez az átalakulás az előző mintacsoport (R8, R12, R14, R16) karbonátképződése után zajlott le.

A Bö—1 fúrás karbonátosodott lamprofírjának $\delta^{13}C$ és $\delta^{18}O$ adatai (Bö—1/19 minta, a 4. ábra BÖ jelzésű pontja) a budaligeti második csoport értékeihez állnak közel. A kőzet csak kismértékű átalakulást mutat (klorit, opakásvány) és döntő részben karbonátból és plagioklászból áll, ezért a kőzetszövet alapján a magmás izotópösszetételhez közeli értéket várhatnánk. Ezzel szemben összetétele a budaligeti magmatit teljesen átalakult kőzetében (R11 minta) mért adatok irányába tolódott el, ami azonos fluidhatásra utal.

B. Ocellumok.

Az eredeti magmás karbonátanyagot a pákozdi Nagy-kőfejtő monchiquit telérének kalcit ocellumai közelítik meg leginkább (4. ábra PA jelzésű pontja). Szén- és oxigénizotópértékei kissé negatívabbak a dolomitot tartalmazó és a Sukoró—1 fúrás által harántolt karbonatit (St—1/2 minta, a 4. ábra ST jelzésű pontja) adatainál, ami arra utal, hogy a dolomit (ST) és a kalcit (PA) összetételei megközelítették a DEINES (1989) által bemutatott izotópegyensúlyt. Ezek szerint a két magmás kőzet szoros kapcsolatban van; valószínűleg egyazon magma nem elegyedő szilikátos és karbonátos anyagát alkotják.

A pákozdi telér kalcitjának az intruzív karbonatitoktól való eltérése ugyanazon okokra vezethető vissza, mint a St—1 fúrás karbonatitjáé.

A budaligeti telér magmatit reliktumának ocellumai jelentősen eltérnek a fenti izotópösszetételektől (4. ábra). A magmatit—mészkő kontaktus melletti vörösbarna átalakult mészkő izotópösszetétele nagy hasonlóságot mutat az ocellumokkal (lásd Függelék, I. táblázat és 4. ábra). Ez az összetételi egyezés arra utal, hogy a budaligeti lamprofír karbonátocellumai a benyomuláskor a magmába jutott mészkő anyagából származnak. Az ocellumok kerekítettsége és a magmatittal való kontaktusa (dolomitszegély) jelzi, hogy a karbonátanyag egy része mobilizálódott és keveredett a magma eredeti karbonátjával és/vagy fluidjaival. Ez a keveredés hozhatta létre a magmatit alapanyagbeli karbonátjának összetételét. A HORVÁTH és ÓDOR (1984) által magmás szénizotópértéknek ítélt adatok így valószínűleg szintén magmás-üledékes kevert összetételeket jelentenek.

Hasonló mérvű izotópeltolódást mutat a kontaktus vörösbarna mészköve, amely átalakulás a magmás fluidok hatására jött létre.

Mivel a pákozdi telér és a Sukoró—1 fúrás mintáinak az intruzív karbonatit tartománytól való eltérése egyaránt származhat magmás frakcionációból és kéregkontaminációból, így a tisztán köpenyeredetű karbonát izotópösszetétele pontosan nem adható meg. A magmatit és mészkő anyagának keveredésével létrejött karbonátban még utólagos hatások nyomai is kimutathatóak, így a magmatit minták köpenyeredetű karbonáttartalma bizonytalan. Mindazonáltal a budaligeti lamprofír legkevésbé átalakult kőzetének (R8 minta) izotópadatai és összes karbonáttartalma alapján valószínűsíthető, hogy a magma a benyomulás és a mészkővel történt kölcsönhatás előtt 2%-nál kevesebb karbonátot tartalmazott.

A kalciterek keletkezése

A. Az izotópösszetétel és az időrendi sorrend kapcsolata

A 6. ábrán látható a kalciterek $\delta^{13}C$ és $\delta^{18}O$ adatainak eloszlása, amelynek alapján három fő izotópeltolódási irány határozható meg. Az I. irány a mészkőben és a magmatitban egyaránt előforduló, fennőtt kalcitkristályokat is tartalmazó erek, a kontaktusközeli mészkőbreccsát kitöltő kalcit és a magmatitban levő szálas szerkezetű kalciterek eltolódási irányát mutatja. A 4. ábrával összevetve láthatjuk, hogy a kontaktus átalakult mészkövében levő szürke színű foltok (R1/1, R3/3 minták) izotópösszetétele is ehhez az eltolódási irányhoz tartozik.

A kontaktus közelében talált mészkőbreccsa vasas kalcitzónájának (R20/2 minta) izotópösszetétele a vörösbarna átalakult mészkőéhez áll közel, míg a tiszta kalcit kitöltés a fennőtt kalcitkristályok izotóparányait mutatja (lásd 6. ábra). A két hatás időrendi sorrendjének megállapításához további, a breccsakitöltések keletkezésére vonatkozó vizsgálatok szükségesek. A vörösbarna mészkő tömeges jellegű átalakulása és a fennőtt kristályok eloszlásához hasonló összetételű karbonát helyi (erek, foltok) megjelenése arra utal, hogy az előbbi áthatóbb jellegű volt, mint az utóbbi.

A 6. ábrán jelölt III. nyíl a magmatiton belüli masszív karbonátos sávok izotópeltolódásának irányát jelzi. A Budakeszi—1 fúrás magmatitjában talált karbonátos sáv (Bkt—1/9 minta) a vizsgált mintasor legnegatívabb szénizotópösszetételét adta és a 6. ábrán elfoglalt eloszlási pontja megmagyarázhatja a kontaktusközeli mészkő kalcitereinek eloszlási változatosságát is. Ugyanazon fúrás más mélységközéből származó karbonátsáv (Bkt—1/2 minta) izotópösszetétele átmenetet jelent a kiindulási magmás értékek (ST és PA mezeje, 6. ábra) és a Bkt—1/9 minta között.

Noha a fluidmozgások koráról nincs adatunk, és így pontos kapcsolatait sem tudjuk feltárni, az izotópeltolódás iránya a lamprofíros magmatithoz kapcsolódó frakcionációs folyamatra utal.

PINEAU et al. (1973) vizsgálatai szerint a karbonatitokban 400 °C alatt lezajló Rayleigh frakcionáció által létrejövő izotópeltolódás iránya a $\delta^{13}C$—$\delta^{18}O$ ábrán negatív lejtésű lehet, ami jól egyezik a III. nyíl (6. ábra) irányával. A magma CO_2/H_2O fluidjából csökkenő hőmérséklet mellett folyamatosan válik ki a karbonát és így a karbonát-fluid izotópfrakcionáció miatt folyamatos izotópeltolódást kapunk.

A frakcionáció során keletkezett fluid keveredhet külső forrásból származó anyaggal is. Ezt a folyamatot jelzi a II. nyíl, amely az előbbiekben tárgyalt, Rayleigh-frakcionációval kapott fluid és a mészkő anyagának kölcsönhatását mutatja. Ezen eltolódási irányba esik a kontaktus vörösbarna átalakult mészkövében előforduló vékony kalciterek egy része. Ezek az erek metszik az I. irányhoz tartozó szürke foltos mészkövet, így képződésük az I. eltolódási irányt létrehozó fluidmozgás utánra tehető.

Az átalakult mészkőben lévő vékony erek genetikája megjelenésük alapján nem állapítható meg, viszont izotópösszetételük szerint az egyes izotópeltolódási irányokhoz való viszonyuk meghatározható. A 6. ábra I. és II. eltolódási irányaiba eső izotópösszetételek azt mutatják, hogy mindkét folyamatban keletkeztek makroszkópos megjelenésre el nem különíthető kalciterek.

A különböző fluidhatások szétválasztása után összevethetjük a magmatitok szórt karbonátjának képződési körülményeit a kalciterek genetikájával. Az 5. ábrán jelölt eltolódási trendek jól egyeznek a 6. ábra II. és III. nyilainak irányával. Ezért a

budaligeti magmatit helyenkénti teljes átalakulása (R11 minta) és a Budaörs—1 fúrás lamprofírjának karbonátosodása (Bö—1/19) szintén a Rayleigh-frakcionációval létrejött fluid hatásának tulajdonítható. Ez a megállapítás a fluid térbeli és mennyiségi jelentőségét jelzi.

A kalciterek és mészkőátalakulás térbeli viszonyából következtethetünk arra, hogy a két fő fluidgeneráció közül időben az első az I., a második a II. és III. izotópeltolódási irányt hozta létre.

B. A kalciterek képződési hőmérséklete és a fluidok eredete

A vizsgált minták közül háromból volt elegendő anyag a kalcitban levő fluidzárványok izotópösszetételének meghatározásához. A mészkőben előforduló, fennőtt kalcitkristályokat tartalmazó erek (R17/b minta) és a kalcitos breccsakitöltés (R20/3 minta) a 6. ábra I. eltolódási irányát reprezentálja, míg a magmatiton belüli karbonát sáv (Bkt—1/9 minta) a II. és III. eltolódási irányt létrehozó fluidról ad információt. Az első két mintában levő H_2O δD értéke —78,3 és —79,7 ‰, a harmadikban —84,4 ‰ volt. A felfűtés során megfigyelt fő dekrepitáció hőmérséklete kb. 300 °C volt. Ismeretes, hogy a dekrepitáció hőmérséklete nagyon sok tényezőtől függ (a keletkezési hőmérséklet mellett például a nyomástól, az ásvány anyagától, a zárványok méretétől, stb.; lásd ROEDDER, 1984), mégis a kalcitér képződési hőmérsékletének maximum becslését (300 °C) adhatja.

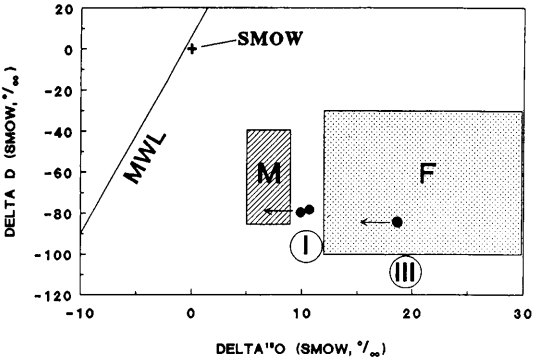
A kalcit—H_2O oxigénizotóp-frakcionáció értéke O'NEIL et al. (1969) alapján 300 °C-on 5,07. Ennek ismeretében a kalcit izotópösszetételéből megkaphatjuk a vele egyensúlyban lévő víz izotópösszetételét. Ebből kiindulva a mészkövön belüli kalcitkristályok (R17/b minta) 10,7 ‰-es, a breccsakitöltés (R20/3 minta) kalcitja 9,9 ‰-es, míg a magmatiton belüli karbonát sávok (Bkt—1/9 minta) ezektől teljesen eltérő, 19,1 ‰-es oxigénizotóp-összetételű vízzel lehettek egyensúlyban. A 6. ábrán megjelenő összetételi pontoktól kiinduló nyilak a képződési hőmérséklet maximum becslését jelentik, a 300 °C-nál kisebb hőmérséklet esetén számítandó eltolódás irányával.

Az adatok értékeléséhez ismernünk kell a természetes vizek izotópeloszlásainak törvényszerűségeit is. Az oxigén- és hidrogénizotóp-eloszlások alapján a tengervíz, csapadékvíz, magmás eredetű H_2O és üledékes kőzetekkel izotópos kölcsönhatásban levő pórusvíz elkülöníthető (7. ábra). A jó szétválaszthatóság ellenére a természetben lejátszódó folyamatok ezen típusok keveredését és így átmeneti eloszlásokat hozhatnak létre.

A 7. ábrán látható, hogy a három megvizsgált minta fluidja eltérő eredetű H_2O-t tartalmazott. A 6. ábrán I. nyíllal jelölt izotópeltolódást a magmás eredetű vízhez közel álló összetételű fluid hozta létre, míg a II. és III. irányokhoz tartozó fluid H_2O-ja az üledékes kőzetekben levő pórusvíz mezejébe esik. A korábbiakban ismertetett Rayleigh-frakcionációs folyamat mellett tehát vagy egyéb kölcsönhatás is lejátszódott, vagy a folyamat maga okozta a H_2O összetételének ilyen mértékű eltolódását.

A minták adataiból számolt izotópösszetételek három módon alakulhattak ki, az izotópadatoknak megfelelően növekvő mértékű változással:

— eredeti magmás víz frakcionációs izotópeltolódásával,
— csapadékvíz üledékes kőzetekkel történő izotópos kölcsönhatásával,
— csapadékvíz és pórusvíz keveredésével.



7. ábra. Természetes vizek δD—$\delta^{18}O$ eloszlásai (SHEPPARD, 1986 után), valamint a Bkt-1/9, R17/b és R20/3 minták karbonátjával egyensúlyban lévő fluidok összetételi pontjai. MWL: csapadékvíz eloszlási vonala; SMOW: a Standard Mean Ocean Water nemzetközi standard pontja; M: magmás eredetű víz; F: üledékes formációk pórusvize.

Fig. 7. δD—$\delta^{18}O$ distributions of natural waters (after SHEPPARD, 1986) and the composition of fluids in equilibrium with the carbonates of samples Bkt—1/9, R17/b and R20/3. MWL: Meteoric Water Line; SMOW: Standard Mean Ocean Water; M: magmatic water; F: formation waters.

Noha jelen vizsgálatsor adataiból nem állapíthatjuk meg, hogy melyik folyamat határozta meg a fluidok izotópösszetételét, viszont a további — például nyomelem-geokémiai és radioaktív izotópos — vizsgálatok szempontjából fontos kiindulópontot kaptunk.

Következtetések

1. A Budai-hegység lamprofíros magmatitjainak karbonátja nem tisztán magmás eredetű, hanem magmás és üledékes anyag keveredéséből származik.

A Sukoró—1 fúrás karbonatitjának és a pákozdi monchiquit telér kalcit ocellumainak izotópösszetétele magmás frakcionációs, vagy kontaminációs hatásokra tolódott el a köpenyeredetű karbonát izotópösszetételi tartományától. A két magmatit karbonátja izotópegyensúlyhoz közeli értékeket adott, ami arra utal, hogy azonos forrásból származtak és a szilikátos és karbonátos olvadék szételegyedésével jöttek létre.

2. A lamprofír testekhez kapcsolódó kalciterek makroszkópos megjelenés alapján szétválasztott csoportjai a stabil szén- és oxigénizotóparányok szerint is elkülönülnek. A kalciterek és a vizsgált magmatitokon belüli karbonátsávok képződése két fluid-hatáshoz köthető.

A mészkőnek a magma benyomulásához kapcsolódó átalakulását követően magmás víz O és H izotópösszetételéhez közeli H_2O áramlott a rendszerben, nagyrészt repedésekhez köthetően helyi átalakulást, fennőtt kalcitkristályokat és breccsakitöltést hozva létre.

Ezután valószínűleg Rayleigh-frakcionációs folyamat és/vagy üledékes kőzetekkel való izotópcsere során kialakult izotópösszetételű fluid hatolt a vizsgált kőzetekbe. Ezen hatáshoz köthető a budaligeti telér helyi jellegű, de teljes átalakulása, a Budakeszi—1 fúrásban leírt karbonátos sávok, valamint a Budaörs—1 fúrásban 784 m mélységben talált karbonátos kőzet kialakulása.

Ez a legalább két, 300 °C körüli hidrotermás hatás magyarázhatja a lamprofírokon mért K/Ar koradatok nagy szórását (lásd a Földtani háttér fejezetét).

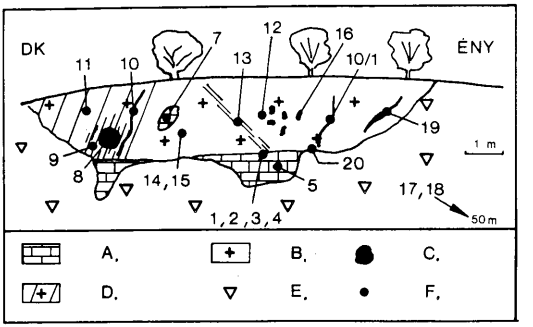
Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozom Fórizs Istvánnak a laboratóriumi munkák és a tanulmány elkészítése során nyújtott értékes segítségért, valamint Árkai Péternek a kézirat javítására tett észrevételeiért. Dunkl István és egy névtelen lektor kiegészítő megjegyzései nagyban javították a tanulmányt. A munkát az Országos Tudományos Kutatási Alap (OTKA 1154) és a Magyar Tudományért Alapítvány (32/90/III) támogatta.

Függelék

A vizsgált minták lelőhelyei és jellemzői

Budaliget (Remete-hegy) (l. a 8. ábrát)
R1/1: kontaktus melletti mészkő szürke színű foltos változata
R1/2: az R1 mintában levő kalcitér
R2/1: kontaktus melletti vörösbarna színű mészkő
R2/2: az R2 mintában levő, makroszkóposan elkülöníthető karbonátszemcsék
R3/1: kontaktus melletti vörösbarna mészkő
R3/2: az R3/1 mintában levő kalcitér
R3/3: a kontaktus melletti vörösbarna mészkőben levő szürke foltos mészkő
R3/4: az R3/3 mintában levő kalcitér
R4: kontaktus melletti világos vörösbarna színű mészkő
R5/1: a kontaktustól ≈50 cm-re levő, átalakulást nem mutató mészkő
R5/2: az R5 mintában levő kalcitér szegélye
R5/3: az R5 mintában levő kalcitér
R7/1: magmatitban levő mészkőtömb kismértékű elváltozást (vöröses szín) mutató anyaga
R7/2: az R7 minta kissé eltérő színű (fehérebb) kőzetrésze
R7/3: kalcitér az R7/2 mintában
R8: magmatit reliktum, amely a legkisebb mértékű átalakulást mutatja
R8/1, 2, 3, 4: kalcit ocellumok az R8 mintában
R9: az R8 és az R11 minta kőzetei közötti átmeneti anyag
R10, R10/1: az R9 minta kőzetében levő szálas szerkezetű kalciterek
R11: a magmatit telér DK-i végében levő, teljesen elbontott, fehéresszürke kőzet
R12: zöldes színű, köpenyeredetű zárványokat (R16 minta) tartalmazó magmatit
R13: a magmatitban húzódó törés erősen bontott kőzete
R14: vörösbarna magmatit
R15: a vörösbarna magmatit gömbös elválású anyaga
R16: zöldes színű, valószínűleg köpenyeredetű zárvány
R17/a: átalakulást nem mutató mészkő a kontaktustól 50 m-re
R17/b: fennőtt kalcitkristályokat tartalmazó kalcitér az R17/a minta kőzetében
R18/1: breccsásodott mészkő
R18/2: az R18/1 minta breccsájának kalcitkitöltése



8. ábra. A Remete-hegy (Budaliget) dachsteini mészkő kőfejtőjében előforduló magmatit feltárás vázlata a mintavételi helyek és mintaszámok megjelölésével. **A.** mészkő; **B.** magmatit; **C.** reliktum magmatit; **D.** teljesen átalakult magmatit; **E.** törmelék; **F.** mintavételi helyek (minden szám elé „R" értendő).
Fig. 8. Sketch of the outcrop of the magmatite in the Dachstein Limestone quarry of the Remete Hill (Budaliget) with sample localities and numbers. A. limestone; B. magmatite; C. relict magmatite; D. totally altered magmatite; E. debris; F. sample localities (an "R" should be added before each number).

R18/3: az R18/2 minta vaskalcit szegélye
R19: fennőtt kalcitkristályokat tartalmazó ér a magmatitban
R20/1: kontaktus melletti mészkőbreccsa
R20/2: a mészkőbreccsa (R20/1 minta) kalcitkitöltésének vaskalcit szegélye
R20/3: a mészkőbreccsa (R20/1 minta) kalcitkitöltése

Budakeszi—1 (Bkt—1) fúrás
Bkt—1/1: 1,50 m, kontaktus melletti mészkő
Bkt—1/2: 4,0-4,50 m, karbonátos sáv a magmatitban
Bkt—1/5: 15,0 m, „-1": átalakult mészkő a magmatitban
„-2": vaskalcit erek a mészkőben
Bkt—1/9: 36,0 m, karbonátos sáv a magmatitban
Bkt—1/12-2: 51,5 m, fennőtt kalcitkristályok a magmatitban
Bkt—1/15: 54,0 m, „-1": kontaktus melletti mészkő
„-2": fennőtt kalcitkristályok a mészkőben

Budaörs—1 (Bö—1) fúrás
Bö—1/10: 808 m, fennőtt kalcit andezitben.
Bö—1/19: 784,30 m, uralkodóan karbonátból (sziderit) és plagioklászból álló karbonátosodott magmatit (noha az eredeti ásványos összetétel nem állapítható meg, a mélységköz alapján a monchiquithez tartozik).

Sukoró—1 (St—1) fúrás
St—1/2: 63,60 m, karbonátos (dolomit) ocellumokban gazdag magmatit (magnezites beforsit, HORVÁTH et al., 1983)

PÁ: Pákozd, Nagy Kőfejtő. monchiquit telér a gránitban kalcit ocellumokkal.

minta *(sample)*	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$	$CaCO_3$ %	δD
R1/1	0,7	15,3		
R1/2	-3,3	25,3		
R2/1	0,8	25,4		
R2/2	0,7	25,6		
R3/1	1,1	24,6		
R3/2	-4,6	25,6		
R3/3	1,1	17,9		
R3/4	0,4	23,3		
R4	-0,1	26,9		
R5/1	1,1	27,8		
R5/2	1,6	27,7		
R5/3	0,0	22,9		
R7/1	-0,9	26,2		
R7/2	-2,6	26,1		
R7/3	-5,0	25,9		
R8	-1,5	21,2	5,2	
R8/1	0,9	25,0		
R8/2	2,0	24,9		
R8/3	0,3	22,8		
R8/4	0,8	23,3		
R9	-4,6	22,3	20,7	
R10	-1,1	17,0		
R10/1	0,1	18,2		
R11	-5,7	21,8	40,3	
R12	-1,9	21,6	21,9	
R13	-1,2	24,4	21,4	
R14	-1,8	20,9	13,1	
R15	-3,9	24,0	48,1	
R16	-1,4	19,6	59,6	
R17/a	0,4	26,3		
R17/b	0,9	15,8		—78,3
R18/1	0,3	26,8		
R18/2	-1,3	23,0		
R18/3	0,7	22,3		
R19	1,7	21,2		
R20/1	-1,4	25,2		
R20/2	-0,2	23,1		
R20/3	-0,6	15,0	—79,7	
Bkt-1/1	2,2	27,7		
Bkt-1/2	-6,0	16,5		
Bkt-1/5-1	-0,5	20,5		
Bkt-1/5-2	2,0	20,9		
Bkt-1/9	-9,0	24,2		—84,4
Bkt-1/12-2	1,0	17,6		
Bkt-1/15-1	-1,0	23,3		
Bkt-1/15-2	-0,9	20,9		
Bő-1/10	-0,3	15,1		
Bő-1/19	-4,4	20,7		
St-1/2	-4,3	14,4		
PÁ	-4,8	13,5		

Origin of carbonates in lamprophyres of Hungary: a stable isotope study

Attila DEMÉNY

Geological background and samples

Lamprophyres and carbonatites are known from several outcrops and drillings in the Transdanubian Midmountains of Hungary. These magmatites appear as 2-3 m thick dykes in Paleozoic granites of the Velence Hills and Permian and Triassic sediments (HORVÁTH et al., 1983, 1985, 1987; HORVÁTH & ÓDOR, 1984; KUBOVICS & SZABÓ, 1987; KUBOVICS et al., 1989). The petrographic determinations of the rocks are highly variable as almost all the lamprophyre varieties from alnöite to spessartite have been mentioned in the descriptions.

The age of the magmatic activity has been discussed on the base of K/Ar and fission track results. The K/Ar ages range from 57.9 to 77.6 Ma (HORVÁTH et al., 1983, EMBEY-ISZTIN et al., 1989, KUBOVICS et al., 1989) in compliance with the apatite fission track data (60—68 Ma) of DUNKL (1991).

The lamprophyre dyke in the Dachstein Limestone quarry at Budaliget (Remete Hill) (Fig. 1) has been studied by EMBEY-ISZTIN et al. (1989) and KUBOVICS et al. (1989), although they provided different rock classifications. The exposed section of the dyke is 10 m long, where parts with different alterations were observed. Most of the magmatite is reddish brown with green inclusions of possibly mantle origin. These inclusions have been altered to a mixture of carbonate, clay, chlorite and serpentine with variable amount of relict mica. At the southeast end of the dyke the magmatite completely altered to a light grey mixture of carbonate and clay showing no magmatic structure. It is interesting that the least altered rock of the outcrop has been found in this mass as relict blocks of 40—50 cm diameter. EMBEY-ISZTIN et al. (1989) and KUBOVICS et al. (1989) described olivine, zoned clinopyroxene, mica and opaque minerals among the phenocrysts and microphenocrysts; the groundmass contains carbonate, feldspar, apatite and glass. The texture is panidiomorphic.

Beside the groundmass carbonate, the rock contains carbonate ocelli up to 2 cm in diameter. Preliminary microprobe studies indicate that these ocelli are made of calcite with thin dolomite rim.

I. táblázat. $\delta^{13}C$ és $\delta^{18}O$ mérési eredmények, valamint egyes minták karbonáttartalma (ahol nincs adat, ott 100% értendő) és bezárt fluidzárványainak δD mérési adatai. A $\delta^{13}C$ értékek a PDB-hez, a $\delta^{18}O$ és a δD adatok a SMOW-hoz viszonyítva ‰-ben vannak megadva.

Table I. $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$ and δD values (relative to PDB for the C and to SMOW for the O and H isotope data; all data are ‰) and carbonate contents (samples without data contain 100% $CaCO_3$).

The host limestone is originally white, but it changes to reddish brown at the magmatite-limestone contact. Sometimes grey patches appear in the reddish brown mass.

The following types of calcite veins are distinguished by naked eye:

A. Within the magmatite
- 5—10 cm thick carbonate bands,
- 0.5—1 cm thick calcite veins with fibrous structure,
- calcite veins with euhedral calcite crystals.

B. Within the limestone
- thin veins in the contact limestone,
- breccia fillings,
- veins with euhedral calcite crystals.

All the types described above have been sampled and marked with "R" (Remete Hill).

As the samples collected from boreholes (Fig. 1) were studied for comparison, it is not the aim of this paper to give detailed descriptions of these rocks; the reader is referred to the cited papers. Based on the least altered rocks, HORVÁTH et al. (1983, 1985, 1987) classified the magmatite of the Budakeszi—1 (Bkt—1) borehole as polzenite-silicocarbonatite, those of the Budaörs—1 (Bö—1) borehole and the Pákozd quarry as monchiquites and the dyke rock of the Sukoró—1 (St—1) borehole as magnesitic beforsite.

Analytical methods

Preparation of CO_2 from the carbonates was made using the conventional technique established by MCCREA (1950) with minor modifications (DEMÉNY & FÓRIZS, 1991). The water content of fluid inclusions was released by decrepitation at 500 °C and converted to hydrogen gas by reduction on zinc (method of COLEMAN et al., 1982), with some modifications (see details in DEMÉNY & FÓRIZS, 1991). Fig. 2. shows a sketch of the preparatory apparatus.

The $^{13}C/^{12}C$, $^{18}O/^{16}O$ and D/H ratios were measured with a Finnigan MAT Delta S mass spectrometer and the results are expressed in the standard δ notation. The reproducibilities of $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ values are better than ± 0.15 ‰. The δD values of fluid inclusion water are not duplicates due to lack of sufficient material.

Results and discussion

The results of stable isotope measurements are listed in Table I and the data are plotted in Figs. 4—7.

The carbon and oxygen isotope composition of the *groundmass carbonate* of the Budaliget magmatite fall in narrow ranges ($\delta^{13}C = -1.4$ to -5.7 ‰, $\delta^{18}O = 19.6$ to 24.4 ‰, Fig. 4). Although the carbon isotope data are close to the range of carbonates of mantle origin, the oxygen isotope data differ significantly. It can provide valuable information for the processes of changes in the isotopic compositions indicating that there is no correlation between the isotope ratios and the carbonate contents (Fig. 5).

Sample R16 is an inclusion of mantle origin within the lamprophyre. Although the carbonate content is the highest in this sample among those collected from the dyke of Budaliget (Remete Hill), its isotopic compositions are similar to the least altered rock (sample R8) that contains only 5.2% carbonate. According to their carbonate content, samples R12 and R14 are intermediate between the former two, but their $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ values are almost the same. This compositional similarity means that the carbonate of the samples was formed in the same process that caused mixing of the magmatic and sedimentary material. The isotopic compositions of the original magmatic carbonate cannot be calculated since fractionation and contamination processes (see later) are not known. However, one can estimate on the base of the isotope values and carbonate content of the least altered rock (sample R8) that the magma contained less than 2% carbonate before its intrusion and interaction with the limestone.

The most altered rock of the Budaliget dyke (sample R11) shows quite different isotopic compositions with $\delta^{13}C$ shifted to more negative values. Similar isotope ratios have been determined for the carbonate of spherical joints within the magmatite (sample R15), where the rock was likely to suffer later alteration. These observations mean that the effect that altered the rock to the carbonate+clay mixture followed the formation of the groundmass carbonate of the least altered relict magmatite and the mantle inclusions.

Sample Bö—1/19 contains more than 50% carbonate and — according to the rock texture — this carbonate is not a weathering product. In spite of its primary appearance, the isotopic compositions of this carbonate are close to those of the most altered rock of the Budaliget dyke (sample R11) suggesting the same formation process.

Samples St—1/2 and PÁ have the compositions closest to the range of intrusive carbonatites. The difference between the C and O isotopic compositions of the two samples makes possible that these rocks were near equilibrium, regarding that St—1/2 contains dolomite and the studied ocelli of sample PÁ are calcites, and the localities are close to each other. The cause of the isotope shift from the range of intrusive carbonatites could have been either magmatic fractionation (DEINES, 1989), or contamination, or a combination of both.

The C and O isotope compositions of the *carbonate ocelli* of the least altered magmatite of Budaliget fall also in narrow ranges, but these are shifted towards the composition of limestones with quite similar values to the contact limestone of reddish brown colour (See Table I and Fig. 4). This similarity means that the calcite of the ocelli derived from the limestone and the isotopic compositions have been only slightly shifted towards magmatic values. The rounded shape and the dolomite rim of the ocelli suggest the mobilization of a small part of the sedimentary carbonate mixed with the original carbonate content of the magma. This mixture could have provided the source of the groundmass carbonate discussed above.

The original compositions of the limestone of Budaliget were $\delta^{13}C=2$ ‰ and $\delta^{18}O=28$ ‰ according to the limestone samples that show no alteration signs (see Table I). As mentioned before, the isotope ratios of the reddish brown limestone of the contact were shifted towards magmatic compositions (Fig. 4). The grey patches of the contact limestone gave significantly different isotope values from the reddish brown mass, with $\delta^{18}O$ data ranging from 15.4 to 17.9 ‰.

The carbon and oxygen isotopic compositions of the *calcite veins* scatter widely, but there are certain differences between the types distinguished macroscopically (Fig. 6).

There are three directions of isotope shifts (Fig. 6). Arrow I marks the distribution of the calcite crystals within both the magmatite and the limestone, the breccia fillings and the calcite veins of fibrous texture. The formation of the isotopic compositions of the grey patches within the contact limestone can be related to this fluid influence (Fig. 4).

Arrow III of Fig. 6 indicates the shift of the compositions of the carbonate bands within the magmatite. The carbonate of sample Bkt—1/9 has the most negative carbon isotope value. Although there are no direct age data on fluid motion, the direction of the isotope shift suggests a fractionation process related to the lamprophyre magmatism. According to PINEAU (1973), below 400 °C the Rayleigh fractionation in carbonatites can cause shifts to more positive oxygen and more negative carbon isotopic compositions. Although the carbonate contents of the lamprophyres are far less than 50%, the close genetic relationship between carbonatites and lamprophyres (see DEINES, 1989; HUBBERTEN et al., 1988) makes the existence of similar processes possible.

Comparing Figs. 5 and 6 the relationship between the isotope shift of the carbonate of the totally altered rock of the Budaliget dyke (R11) and the direction of arrow III of Fig. 6 is apparent.

The thin veins within the contact limestone show isotopic compositions related to both arrow I and II. The veins in direction II represent intermediate compositions between the limestone and the carbonate bands of the magmatite (arrow III). Some of the veins related to direction II cut the grey patches within the contact limestone, which means that the fluid influence that induced the formation of the grey patches preceded the fluid movement that caused the isotope shift marked by arrow III.

Although the thin veins of the contact limestone cannot be distinguished by their macroscopic appearance, the genetic relationships can be determined according to their $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ values.

Three samples were selected to study the hydrogen isotopic compositions of the fluids from which the carbonate precipitated. Samples R17/b and R20/3 represent the fluid influence that induced direction I of Fig. 6, while sample Bkt—1/9 gives information about the fluid related to direction II and III.

The water of the fluid inclusions of the former two samples showed identical δD values (—78.3 and —79.7 ‰), but the third sample (Bkt—1/9) has slightly different isotope ratios ($\delta D = -84.4$ ‰). The temperature of the main decrepitation was about 300 °C for all the three samples. It is well known that the decrepitation temperature depends on several factors, such as the formation temperature, pressure, mineralogy, the size of inclusions (ROEDDER, 1984), but it can provide a rough estimate of the formation conditions. Using the equation of O'NEIL et al. (1969), we determined that the carbonates of samples R17/b, R20/3 and Bkt—1/9 precipitated from waters with $\delta^{18}O$ values of 10.7, 9.9 and 19.1 ‰, respectively. Plotting the measured δD and calculated $\delta^{18}O$ data on the δD—$\delta^{18}O$ diagram (Fig. 7), the fluids of the isotope shifts marked in Fig. 6 separate from each other. The fluid that caused the shift in direction I falls close to the magmatic water, while the fluid of direction III has compositions similar to the formation waters. The evolution of magmatic fluids and mixing with meteoric and formation waters can not be determined from these data, but the results provide a sound base for future studies (e.g., on radioactive isotopes).

Conclusions

1. The carbonate of the studied lamprophyres is not of pure magmatic origin, but a mixture of magmatic and sedimentary materials.

2. The carbon and oxygen isotopic compositions of the carbonatite and monchiquite of the Velence Hills (Sukoró—1 drilling and Pákozd quarry) shifted from the range of intrusive carbonatites by either fractionation, or contamination processes.

3. The formation of calcite veins related to the lamprophyre dykes was induced by two fluid generations. The former one contained magmatic, or a mixture of meteoric and formation waters, while the later one derived from Rayleigh fractionation processes and/or from sedimentary rocks.

Irodalom — References

ANDERSEN, T. (1987): Mantle and crustal components in a carbonatite complex, and the evolution of carbonatite magma: REE and isotopic evidence from the Fen complex, southeast Norway. — Chemical Geology (Isotope Geoscience Section) 65, 147—166, Amsterdam.

BALLA Z. (1988): On the origin of the structural pattern of Hungary. — Acta Geologica Hungarica 31, 53—63, Budapest.

BERNARD-GRIFFITHS, J., FOURCADE, S. & DUPUY, C. (1991): Isotopic study (Sr, Nd, O and C) of lamprophyres and associated dykes from Tamazert (Morocco): crustal contamination processes and source characteristics. — Earth and Planetary Science Letters 103, 190—199, Amsterdam.

COLEMAN, M.L., SHEPHERD, T.J., DURHAM, J.J., ROUSE, J.E. & MOORE, G.R. (1982): Reduction of water with zinc for hydrogen isotope analysis. — Analytical Chemistry 54, 993—995.

DEINES, P. (1989): Stable isotope variations in carbonatites. *In* BELL, K. (ed.): Carbonatites: Genesis and Evolution. Unwin Hyman, London, pp. 301—359.

DEINES, P. & GOLD, D.P. (1973): The isotopic composition of carbonatite and kimberlite carbonates and their bearing on the isotopic composition of deep-seated carbon. — Geochimica et Cosmochimica Acta 37, 1709—1733.

DEMÉNY A. & FÓRIZS I. (1991): On some preparation methods in stable-isotope mass spectrometry and their geochemical applications. — Rapid Communications in Mass Spectrometry 5, 524—526.

DOBOSI, G. & HORVÁTH, I. (1988): High- and low-pressure cognate clinopyroxenes from alkali lamprophyres of the Velence and Buda Mountains, Hungary. — Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen 158, 241—256, Stuttgart.

DONTSOVA, E.I., KONONOVA, V.A. & KUZNETSOVA, L.D. (1977): The oxygen-isotope composition of carbonatites and similar rocks in relation to their sources and mineralization. — Geochemistry International 14/4, 1—11.

DUNKL I. (1991): A fission track módszer és alkalmazása geokronológiai kérdések megoldásában. [The fission track method and its application in solving geochronological problems]. Kandidátusi értekezés, 177 p. [Ph.D. Thesis, Hungarian Academy of Sciences] (In Hungarian)

EMBEY-ISZTIN A., DOBOSI G., NOSKE-FAZEKAS G. & ÁRVA-SÓS E. (1989): Petrology of a new basalt occurrence in Hungary. — Mineralogy and Petrology 40, 183—196.

FINLAYSON, E.J., ROCK, N.M.S. & GOLDING, S.D. (1988): Deformation and regional carbonate metasomatism of turbidite-hosted Cretaceous alkaline lamprophyres (northwestern Papua New Guinea). — Chemical Geology 69, 215—233, Amsterdam.

FITTON, J.G. & UPTON, B.G.J. (eds.)(1987): Alkaline Igneous Rocks. Geological Society Special Publication 30, 568 p. Blackwell, Oxford.

GALIMOV, E.M., KONONOVA, V.A. & PROKHOROV, V.S. (1974): Carbon isotopic composition in carbonatites and carbonatite-like rocks (in connection with the source of carbonatite material). — Geochemistry International 11, 503-510.

HAY, R.L. & O'NEIL, J.R. (1983): Carbonatite tuffs in the Laetolil beds of Tanzania and the Kaiserstuhl in Germany. — Contributions to Mineralogy and Petrology 82, 403—406.

HORVÁTH I., TICHY-DARIDA M. & ÓDOR L. (1983): Magnesitiferous dolomitic carbonatite (beforsite) dyke rock from the Velence Mountains. — Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1981. évről (Annual report of the Hungarian Geological Institute of 1981, 369—389, Budapest. (In Hungarian with English abstract)

HORVÁTH I. & ÓDOR L. (1984): Alkaline ultrabasic rocks and associated silicocarbonatites in the NE part of the Transdanubian Mts. (Hungary). — Mineralia Slovaca 16, 115—119, Bratislava.

HORVÁTH I., ÓDOR L. & DUDKO A. (1985): Az ÉK-dunántúli alkáli-ultrabázisos képződmények vizsgálata. [Investigation of alkali-ultramafic rocks of NE-Transdanubia]. Magyar Állami Földtani Intézet, Országos Földtani Adattár. Kézirat. [Hungarian Geological Institute, manuscript] (In Hungarian)

HORVÁTH I., ÓDOR L., DARIDÁNÉ TICHY M. & DUDKO A. (1987): A Velencei-hegység—Balatonfő körzetének ércprognózisa. [Prognostic evaluation of ores of the Balatonfő-Velence Hills district]. Magyar Állami Földtani Intézet, Országos Földtani Adattár. Kézirat. [Hungarian Geological Institute, manuscript] (In Hungarian)

HUBBERTEN, H.-W., KATZ-LEHNERT, K. & KELLER, J.(1988): Carbon and oxygen isotope investigations in carbonatites and related rocks from the Kaiserstuhl, Germany. — Chemical Geology 70, 257—274, Amsterdam.

KÁZMÉR M. & KOVÁCS, S. (1985): Permian-Paleogene paleogeography along the eastern part of the Insubric-Periadriatic Lineament system: evidence for continental escape of the Bakony-Drauzug Unit. — Acta Geologica Hungarica 28, 71—84, Budapest.

KUBOVICS, I. (1985): Mesozoic magmatism of the Transdanubian Mid-Mountains. — Acta Geologica Hungarica 28, 141—164, Budapest.

KUBOVICS I. & SZABÓ Cs. (1987): Mineralogical-petrographic and geochemical analysis of alkali basic and ultrabasic dyke rocks from borehole Alcsútdoboz—2. — Annals of the Hungarian Geological Institute, LXV, 2, 335-356.

KUBOVICS I., SZABÓ Cs. & GÁL-SÓLYMOS K. (1989): A new occurrence of lamprophyre in the Buda Mountains, Hungary. — Acta Geologica Hungarica 32/1—2, 149—168, Budapest.

LAPIN, A.V., GUSCHIN, V.N., LUGOVAYA, I.P. (1986): Isotopic composition of carbonatites and metamorphosed carbonate sedimentary rocks. Geokhimiya 1986/7, 979—986.

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., CHAPELL, 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.

NIELSEN, T.F.D. & BUCHARDT, B. (1985): Sr-C-O isotopes in nephelinitic rocks and carbonatites, Gardiner Complex, Tertiary of East Greenland. — Chemical Geology 53, 207—217, Amsterdam.

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.

PINEAU, F., JAVOY, M. & ALLEGRE, C.J. (1973): Etude systématique des isotopes de l'oxygène, du carbone et du strontium dans les carbonatites. — Geochimica et Cosmochimica Acta 37, 2363—2377.

ROEDDER, E. (1984): Fluid Inclusions. — Reviews in Mineralogy 12, Mineralogical Society of America, Washington.

SCHWARTZ, H.P. (1966): Oxygen and carbon isotopic fractionation between coexisting metamorphic calcite and dolomite. — Journal of Geology 74, 38—48, Chicago.

SHEPPARD, S.M.F. (1984): Isotopic geothermometry. *In* LAGACHE, M. (ed.): Thermométrie et barométrie géologique. Société Francaise de Minéralogie et de Cristallographie, pp. 351—412.

SHEPPARD, S.M.F. (1986): Characterization and isotopic variations in natural waters. *In* VALLEY, J.W., TAYLOR, H.P., Jr. & O'NEIL, J.R. (eds.): Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes. — Reviews in Mineralogy 16, 165—184.

SHEPPARD, S.M.F. & DAWSON, J.B. (1973): $^{13}C/^{12}C$ and D/H isotope variations in "Primary Igneous Carbonatites". — Forthschritte der Mineralogie 50 (Beiheft 3), 128—129.

VINOGRADOV, A.P., KROPOTOVA, O.I., EPSHTEIN, E.M. & GRINENKO, V.A. (1967): Isotopic composition of carbon in calcites representative of different temperature stages of carbonatite formation and the problem of genesis of carbonatites. — Geochemistry International 4, 431—441.

WYLLIE, P.J., BAKER, M.B., WHITE, B.S. (1990): Experimental boundaries for the origin and evolution of carbonatites. — Lithos 26, 3—19, Oslo.

Földtani Közlöny 122/2—4, 233—249 (1992) Budapest

Egy pleisztocén vezérszint a Kárpát-medencében: a Bag Tefra

A marker in the Pleistocene of the Carpathian Basin: the Bag Tephra

HORVÁTH Erzsébet[1], GÁBRIS Gyula[1] és Etienne JUVIGNÉ[2]

(3 ábrával és 3 táblázattal)

Összefoglalás

Magyarországon és Szlovákiában hét löszfeltárásban előforduló tefraréteg anyagát vizsgáltuk szemcseösszetétel, ásványi összetétel és a tefrák, ill. a klinopiroxének kémiai összetétele szerint. A különböző előfordulások anyaga egységesnek bizonyult, ezért összefoglaló névként a Bag Tefra megjelölés bevezetését javasoljuk. A vizsgált löszszelvények esetében e tefraszint új sztratigráfiai korrelációt jelent: a vulkáni hamuhullás korát a mindel—riss interglaciálist közvetlenül követő időre teszik. Származási helye feltételezhetően igen távoli (több mint 500 km), ezért a nagy földrajzi elterjedésben nyomozható Bag Tefra egész Közép-Európában jelentős rétegtani vezetőszint. Forrása valószínűleg az Eifel-hegység (Németország).

Abstract

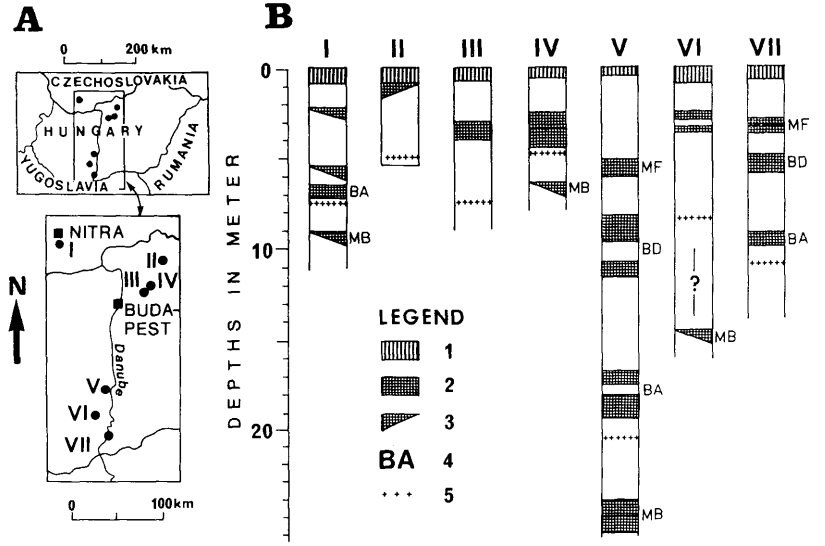
Several aspects of a tephra layer in seven loess sections in Hungary and in Czechoslovakia were studied: grain-size, mafic minerals and chemical composition of bulk samples and of clinopyroxenes. The tephra is identical in all localities; we suggest the name Bag Tephra. It allows us to outline a new stratigraphical correlation of the investigated loess sections. The tephra-fall occured during or before the last 5th glaciation. Since the closest Pleistocene volcanoes are situated very far from the investigated localities (more than 500 km), the Bag Tephra can be used as a widespread stratigraphical marker in Central Europe. The currently avaliable data show that the relevant volcano should be located in the East Eifel volcanic field (Germany). (A full French version is published as: JUVIGNÉ, E., HORVÁTH, E. & GÁBRIS, Gy. (1991): La Téphra de Bag: une retombée volcaniue à large dispersion dans le loess pléistocène d'Europe centrale. — Eiszeitalter und Gegenwart 41, 107—118, Hannover.

Key words: Pleistocene, volcanism, Carpathian basin

[1]HORVÁTH Erzsébet, GÁBRIS Gyula, ELTE Természetföldrajzi Tanszék, H—1083 Budapest, Ludovika tér 2.

[2]Etienne JUVIGNÉ, Univesité de Liège, Laboratoire de Géomorphologie et Géologie du Quaternaire, Place du 20 Août, 7 B-4000 Liège Belgium

A kézirat beérkezett: 1990. szeptember 20.
Átdolgozva: 1992. május 28.



1.ábra. A) A tanulmányozott tefrarétegek helye: I — Komját (Komjatice); II — Pásztó; III — Bag; IV — Hévízgyörk; V — Paks; VI — Sióagárd; VII — Dunaszekcső.

B) A tefrarétegek sztratigráfiai helyzete az egyes szelvényekben: 1 — jelenlegi talaj; 2 — fosszilis talaj; 3 — a tefraréteg szelvényében kiékelődő, de a feltárásban észlelt fosszilis talaj; 4 — az eltemetett talaj elnevezésének rövidítése (PÉCSI, 1979 szerint); 5 — tefraréteg.

Fig. 1. A) Location of the tephra beds: I — Komjatice; II — Pászt—; III — Bag; IV — Hévízgyörk; V — Paks; VI — Sióagárd; VII — Dunaszekcső.

B) Stratigraphic position of tephra beds: 1 — Recent soil; 2 — fossil soil; 3 — fossil soil, wedging out outside the profile; 4 — abbreviated name of the buried soil (after PÉCSI, 1979); 5 — tephra layer.

Bevezetés

KRIVÁN Pál 1957-ben jelezte először Magyarországon vulkáni tefra jelenlétét a negyedidőszaki löszökben. A paksi „andezittufit" felfedezését újabbak leírása követte, s néhány éven belül a több helyről ismertté vált rétegeket a „kárpáti övezet felsőpleisztocén löszösszleteinek minden feltevéses párhuzamosítást kizáró „vezetőszintjé"-nek tekintették (KRIVÁN és RÓZSAVÖLGYI, 1964). A hatvanas években a dél-szlovákiai Komját (Komjatice) téglagyári bányagödrében talált tefrát mint bazaltos vulkánosság termékét írták le (VAŠKOVSKÝ és KAROLUSOVÁ, 1969). A Mátra előteréből is ismertté vált egy „tufaréteg" (SZÉKELY, 1960), amelyet azonban sajnos nem vizsgáltak meg ásványtani szempontból.

Az egyre jelentősebbé váló tefrosztratigráfiai kutatások szép eredményeket szolgáltatnak világszerte, hozzánk legközelebb Ny-Európában is. Ezért határoztuk el a már ismert hazai és szlovákiai vulkáni közbetelepülések hagyományos és újabb módszerekkel kiegészített újravizsgálatát, amelynek során választ kerestünk olyan kérdésekre, mint:

— a különböző előfordulások egyetlen vagy több tufaszórás eredményének tekinthetők-e;

— milyen jellegű vulkáni működéshez kapcsolhatók a tefrák, és honnan származnak;

— mikorra tehető(k) a tűzhányótevékenység(ek)?

Feltárások: a tefra rétegtani helyzete

A szlovákiai Komját községtől Dunaszekcsőig, mintegy 250 km hosszú, nagyjából É—D-i irányú vonal mentén hét löszfeltárást vizsgáltunk (1. ábra). Ezek — az egyetlen pásztóit kivéve — kisebb-nagyobb folyóvölgyek K-re, DK-re néző völgyoldalain (vagyis a nyugati szelektől védett lejtőkön) helyezkednek el.

— Komját: (Nyitrától kb. 15 km-re délre) a téglagyár északi falában, a bányaudvar talpától kb. 1 m magasságban, 2 cm vastag, helyenként lencsés településű barnásvörös tefraréteg.

— Pásztó: a Zagyva III. teraszába vájt cigánytelepi feltárásban, 3—5 cm vastagságú, szürke színű tefraréteg.

— Bag: az egykori Csintoványi-téglagyár bányagödrében a KRIVÁN és RÓZSAVÖLGYI (1962) által Aszód néven közölt szelvényben, 2—5 cm-es, szürke, rétegzett tefra.

— Hévízgyörk: a vasútállomás mögötti löszfalban viszonylag jól tanulmányozható, általában 1 cm-nél vékonyabb tefraréteg.

— Paks: (pleisztocén alapszelvény), a téglagyár déli falában az ún. Basaharc Alsó (BA) és az alatta levő Mende Bázis (MB) talajok közötti löszkötegben, élénksárga, átlagosan kevesebb mint 1 cm vékony, lencsékben települő, helyenként kiékelődő tefraréteg.

— Sióagárd: a pincesor utáni löszfeltárásban a tefra színe sárgásbarna, rétegtani helyzete azonban a nagy csuszamlások miatt vitatható.

— Dunaszekcső: a Felszabadulás út 24. sz. alatti borospince külső homlokzati falában szürkés vörösbarna színű, 2—5 cm-es, váltakozó vastagságú tefaréteg.

A leírásokból látható, hogy a délmagyarországi tefrák (Dunaszekcső, Paks, Sióagárd) általában sárgásbarnák, az északiak viszont szürkék. Eredményeink szerint azonban a színbeli különbségnek az ásványi összetétel szempontjából nincs jelentősége. A vulkáni működés következtében levegőbe került anyag porhullásként rakódott le periglaciális körülmények között a löszképződés során. A fedő és fekü rétegekből másodlagosan jelentős mennyiségű lösz és kalcium is került a tefrába.

Kőzettan és geokémia

Szemcseösszetétel

A rétegekből vett átlagminta szemcseösszetételi vizsgálata (a szemcsék 95%-a valamennyi mintában finomabb mint 0,125 mm és egyetlen szemcse sem durvább 0,2 mm-nél) véleményünk szerint a tefra lerakódási körülményeire vonatkozó használható információkat nem szolgáltat. A lerakódás után ugyanis a vulkáni üveg erősen átalakult és jelentős mennyiségű lösz is keveredett a tefrába. Ezért csak a piroxének szemcseméretét vizsgáltuk meg.

A nagy kiterjedésű területről begyűjtött tefrák mindegyikében kicsik a piroxének és szemcseméret-eloszlásuk is azonos (2f ábra). Ha összehasonlítjuk a minták szemcseméret-eloszlását a St. Helens-vulkán legutóbbi kitörése során leülepedett tefrákéval (SARNA-WOJCICKI et al., 1981), megállapítható, hogy a vizsgált tefrák anyaga több száz, esetleg egy-két ezer kilométeres távolságban van a kitörés helyétől.

Elemzési módszerek

A tefrából és a löszből vett minták elemzése a következő lépések szerint történt:

— 20 mg-nyi átlagmintát mértünk be;

— hideg, 25%-os sósavban eltávolítottuk a kalcium-karbonátot, majd desztillált vízben kimostuk a mintát;

— 900 °C-ra hevítve eltávolítottuk a szerves- és illékony anyagokat;

— a mintával egyenlő mennyiségű katalizáló adalékanyaggal keveréket készítettünk;

— platinacsészében olvadékot állítottunk elő, amit

— megvizsgáltunk a mikroszondával.

Ezen eljárás következtében az összes vas ferri formában volt jelen a mintákban.

Kémiai összetétel

A különböző teframintákban a vulkáni üveg annyira elmállott, hogy egyetlen elemzés sem hozott kielégítő eredményt. Az üvegszerűnek tűnő anyag ugyanis a mikroszondában a vizsgálat során szétesett.

Amint az előző részben megállapítottuk, a lerakódás során a tefrarétegekbe mindenütt belekeveredett a lösz anyaga is, zavarva az elemzések értelmezését. A tefra kémiai összetételét ezért úgy határoztuk meg, hogy a tíz fő oxid előfordulási arányát összehasonlítottuk a szelvényben közvetlenül a tefra felett és alatt lévő tiszta löszével.

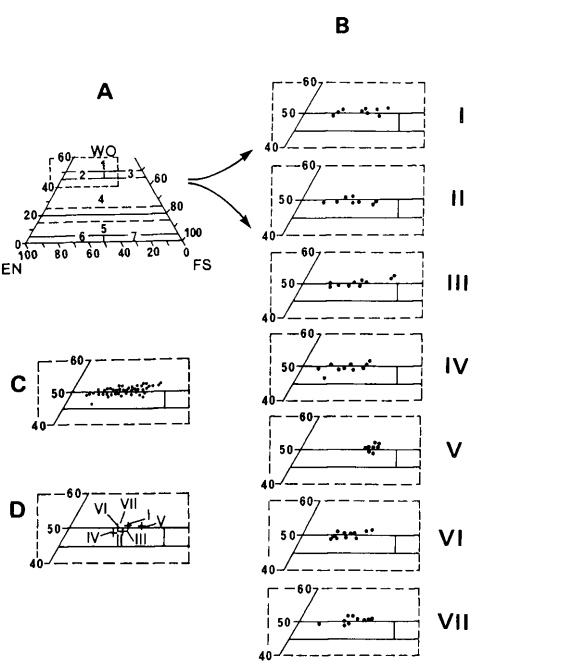
Eredmények

Az 1. táblázat D(1—7) oszlopa tartalmazza a tíz fő oxid koncentrációját az egyes tefraszintekben. A határértékeket a tiszta lösz és a lösszel bizonyos mértékig kevert (szennyezett) tefra mérési adatainak összehasonlításából határoztuk meg, mégpedig annak figyelembevételével, hogy nem volt megállapítható, vajon a tefra löszanyaga az alatta , vagy a felette levő löszből került ki.

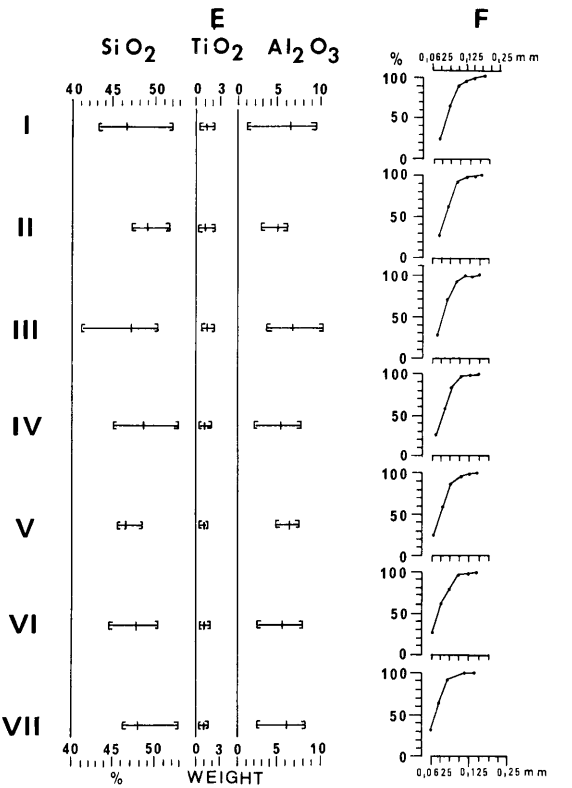
Hat elemre vonatkozólag valamennyi feltárás tefrájára érvényes előfordulási határértékeket sikerült megállapítani (1. táblázat E oszlop), de a TiO_2 és a Cr_2O_3-ra egy, a MnO-ra és a K_2O-ra két esetben ellentmondásos erdményt kaptunk az elemzés során. Ezek az elemek azonban igen kis mennyiségben fordulnak elő a tefrában, sőt a Cr és Mn esetében arányuk a mikroszonda méréshatárán van, tehát nem tekinthetők szignifikánsnak az eredeti magma tulajdonságainak meghatározásában.

Az ellentmondásos eredmények megmagyarázhatók a vulkáni üveg különböző mértékű elmállásával is: ennek során a mobilis elemek eltávoznak és az immobilisak feldúsulnak (FISCHER és SCHMINCKE, 1984). Egy közép-németországi löszfeltárásban végzett hasonló jellegű kutatás során JUVIGNÉ és SEIDENSCHWANN (1989) a CaO, a Na_2O és a K_2O olyan eltérő mértékű kimosódását mutatta ki a tefrából, hogy annak alapján lehetetlen volt megállapítani a különböző elemek kimosódásának nagyságát. Jelen esetben csupán a Na_2O-nak a rendellenesen kicsiny előfordulási aránya ($< 0{,}32\%$) igazolja a tanulmányozott tefrákban a vulkáni üveg mállását és az elemek kimosódását. A $CaO + Na_2O + K_2O$ tefrabeli kumulált részarányának a vulkáni kőzetek jól ismert hasonló adataival való összehasonlítása mint módszer nem használható, mert a tefrából ezen elemeknek csak a minimális és maximális értékei ismertek. Ami a Na_2O-nak a K_2O-hoz viszonyított csekély mértékű jelenlétét illeti, az abban az értelemben sem meghatározó, hogy a $Na_2O/K_2O < 1$ összefüggés érvényes pl. a leucititeknél (IRVINE és BARAGAR, 1971; VIERECK, 1984).

Abból a célból, hogy a kiindulási kőzet típusának megállapítására tett kísérletünk során ellensúlyozzuk a kimosódás hatására bekövetkező bizonytalanságot, az E oszlop adatait újraszámoltuk, mégpedig oly módon, hogy a $CaO + Na_2O + K_2O$ összegzett előfordulási arányát önkényesen 10%-ban (F oszlop), 15%-ban (G oszlop) ill. 20%-ban (H oszlop) rögzítettük. A számítás megkönnyítésére az ellentmondásos adatokkal jellemezhető anyagokat (TiO_2, Cr_2O_3 és MnO) mindhárom esetben ugyanazon fix arányban (1%, 0,1% és 0,2%) vettük figyelembe. A 10—15—20%-os értékek tekintetbe veszik azt a tényt, hogy a vulkáni kőzetek nagy részében a $CaO + N_2O + K_2O$ összesített részaránya általában 10—15% között van, és csupán a határozottan telítlen kőzetekben (nefelinit, leucitit, stb.) mozog az értéke 15—20% között (IRVINE és BARAGAR, 1971; VIERECK, 1984). A fentiekben leírt módon számított értékek segítségével jobban körülhatárolhatjuk a tefrában jelenlévő négy fő elemet: SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 és MgO. A 3. táblázat F, G és H oszlopainak határértéke jelzi, hogy a tefra eredetileg bázisos vagy alig átmeneti bázisos jellegű lehetett ($SiO_2 < 53\%$), amely vasban gazdag ($> 7\%$), alumíniumban kivételesen gazdag ($> 22\%$) és ugyanakkor valószínűleg magnéziumban szegény ($> 2{,}4\%$) volt, amely tulajdonságok szerint magmája határozottan differenciált állapotú lehetett.



2.ábra: A hét tanulmányozott tefraréteg szemcseösszetételi, ásványtani és kémiai jellemzői (a római számok jelentése mint az előző ábrán):
A) A MORIMOTO osztályozás háromszög diagramja: **WO** — wollasztonit; EN — ensztatit; FS — ferroszilit; **1** — „szokatlan piroxén"; **2** — diopszid-hedenbergit sorozat; **3** — augit; **4** — pigeonit; **5—6—7** — ensztatit-ferroszilit sorozat.
B) A hét tefra piroxénjeit jellemző pontok a Morimoto rendszerben (ld. A is!)
C) A hét feltárás valamennyi piroxén mintájának (.), ill.
D) átlagmintáinak (+) helye MORIMOTO (1988) rendszerében.
E) A szilícium-, titán- és alumíniumoxid tartalom aránya az egyes tefra mintákban súlyszázalék szerint
F) a 0,063 mm-nél nagyobb átmérőjű klinopiroxének szemcseösszetételi görbéi
Fig. 2. Grain size, mineral and chemical composition of tephra beds (roman numerals: see Fig. 1).
A) Triangular plot of the MORIMOTO (1988) classification: WO — wollastonite; EN — enstatite; FS — ferrosilite; 1 — "unusual" pyroxene; 2 — diopside-hedenbergite series; 3 — augite; 4 — pigeonite; 5—6—7 — enstatite-ferrosilite series.
B) Pyroxenes in the MORIMOTO plot.
C) All pyroxene samples (.), and
D) averaged samples (+) in the MORIMOTO plot.
E) Weight percentage of silicium, titanium, and aluminium oxide content.
F) Grain size plots of clinopyroxenes larger than 0.063 mm.



Mafikus ásványok

Optikai vizsgálatok

Minden mintából csak a 0,063 mm-nél nagyobb frakció nehézásványait vizsgáltuk meg. Az elemzésre kiválasztott szemcsekategória alkalmas arra, hogy kiküszöböljük a „lösz ásványok" nagy részét és így a vulkáni eredetű ásványok részesedése már a frakcionálást követően is eleve nagyobb lesz. Valamennyi mintában klinopiroxének alkotják a vulkáni eredetűnehézásványok 94%-át (2. táblázat). Színük zöld, pleokroizmusuk gyenge, az idiomorf szemcsék prizma- vagy lemeztöredékek formájában

fordulnak elő, néha fogazottak. A mállott szemcsék ritkák. A barna amfibol részaránya átlagosan 3,8%; ezenkívül kevés titanitot és olivint is találtunk a tefrában. A három utóbbi ásvány csak nyomokban fordul elő az összehasonlításként megvizsgált löszmintákban. Közvetlenül a tefraréteg alatti és feletti löszből kontrollként vett mintákban viszont jelentős arányban van zöldamfibol, amelyből néhány szemcse — talán mint szennyeződés — a tefrarétegben is előfordul. Kevés apatit és biotit egyaránt található a tefrában és a löszben is. Kis mennyiségük nem teszi lehetővé az eredet tisztázását, ezért inkább a nem vulkáni ásványokhoz számoltuk őket (2. táblázat NV oszlopa).

A klinopiroxének mikroszondás elemzése

A mintánként tucatnyi klinopiroxén szemcséből mikroszondás elemzés készült, amelynek alapján MORIMOTO (1988) osztályozása szerint határoztuk meg típusukat (3. táblázat). A Ca—Mg—Fe diagramban a diopszidot a „szokatlan piroxén"-től elválasztó határvonal kétoldalán folyamatos sávban helyezkednek el a minták jellegét reprezentáló pontok, és értékük minden esetben $8<[100xFe^{2+}/Fe^{3}+Mg]>48$ (3a—d ábra). Valamennyi klinopiroxén kalciumban és alumíniumban gazdag ($Al^{3+}>0,1$ a szerkezeti képlet szerint). A legtöbb valószínűleg vasdús is ($Fe^{3+}>0,1$ a szerkezeti képletben), de ebben az esetben számításba kell venni azt is, hogy a Fe^{2+}/Fe^{3+} arány nem reális mérés eredménye; csupán HAMM és VIETEN (1971) módszerére alapozva következik az összes Fe elméleti felosztásából.

Végső következtetésünk, hogy a hét tanulmányozott feltárás klinopiroxénjei rendkívül hasonlóak, ami a hét tefraréteg közös forrásból való származását támasztja alá.

A vulkáni hamuhullás egységessége

A különböző feltárások tefrarétegeinek nehézásvány-eloszlása, azaz a klinopiroxének dominanciája, a klinopiroxének kémiai összetétele, szemcsemérete és eloszlása is rendkívül hasonló, ami egyértelműen a közös eredetre utal. Ezért úgy gondoljuk, hogy a vizsgált tefrarétegek anyaga egyetlen vulkáni kitöréshez köthető, egyetlen hamuhullás terméke, amelyet a továbbiakban Bag Tefrának nevezünk.

KRIVÁN (1957), KRIVÁN és RÓZSAVÖLGYI (1964) a pásztói és a komjáti minták kivételével ugyanezeket a rétegeket tanulmányozták! Az általuk leírt „amfiból tufa" megegyezik az általunk vizsgáltakkal, az eredmények különbsége a korábbi kevésbé finom ásványhatározási módszer kiválasztásából adódik, de erre nem alapozható többszörös hamuhullás feltételezése.

A tefra kora

A tefra rétegtani helyét elsősorban a paksi pleisztocén löszfeltárás alapján határozhatjuk meg, ahol a Basaharc Alsó (BA) és a Mende Bázis (MB) talajok között húzódik.

Ezt az egyértelmű sztratigráfiai helyzetet sokkal nehezebb az ún. „abszolút" időskálán elhelyezni, mert a magyarországi fosszilis talajokat többféleképpen értelmezték, és a kialakulásuk korára vonatkozóan is eltérő mérési eredmények és megállapítások láttak napvilágot. A feltárások anyagából közvetlenül elvégezhető

mérések ugyanis vagy időben korlátozottak (C^{14}-es módszerrel biztosan harmincezer, bizonytalanabbul legfeljebb ötvenezer évig mérhetünk), vagy maga a termolumineszcenciás (TL) mérés ad ellentmondásos eredményeket.

Tehát 30.000—50.000 év és a paleomágneses mérésekkel jól fogható kb. 700.000 év közötti időszakra csupán bizonytalan TL mérések, ill. más feltárásokból levezetett Th/U, elektron-spin-rezonancia (ESR) mérések és egyéb becslések alapján következtethetünk.

A tefrát tartalmazó löszkötegek, ill. a hozzá legközelebb fekvő talajok korára vonatkozó irodalmi megállapításokat az alábbiakban soroljuk fel.

— PÉCSI korábban (1979) a BA és a MB fosszilis talajok közötti löszköteg kialakulását a würm kezdetére tette, melynek kora, GUIOT et al. (1989) legújabb kronosztratigráfiája szerint kb. 103—115 ezer év;

— BUTRYM és MARUSZCZAK (1984) paksi és mendei (közvetlenül a BA alól ill. közvetlenül az MB fölül származó) mintákon végzett TL mérései szerint 87—98 ezer év;

— BORSY et al. (1979) Mende Bázis talajból vett minták TL kora 105 ± 17 ezer év (Mendén) illetve 125 ± 20 ezer év (Pakson);

— WINTLE és PACKMAN (1988) — szintén TL mérések alapján — a tefrát tartalmazó löszköteget az utolsó interglaciálisnál feltétlenül idősebbnek tartja, mert szerintük a Mende Felső talajkomplexum idősebb része (MF_2) eemi (riss—würm interglaciális) lehet. Ezzel szemben TL méréseik alapján az MF_2 kora Tápiósülyön 79 ± 6 ezer év, a BD talaj 125 ezer, az MB pedig közel 500 ezer éves.

— KRIVÁN és RÓZSAVÖLGYI (1962) rétegtani megállapítása szerint a tufa a riss I-ben hullott, ami szerinte kb. 200 ezer évvel ezelőtt lehetett (megjegyzendő, hogy Kriványék számszerű adata az ún. abszolút kormeghatározások előtti, a Milanković—Bacsák kronológiára alapozott becslés).

— HAHN (1989) a Mende Bázis (MB) fosszilis talajt a mindel—riss határra teszi és korát a löszképződés sebességének becslésére alapozva 300 ezer évnél idősebbnek tartja. A tefra tehát ezek szerint ennél némileg fiatalabb lehet.

— PÉCSI (1991) legújabb paksi szelvénye szerint a tefracsíkot tartalmazó löszköteg a riss elején képződhetett és kora — több laboratórium méréseiből interpolálva — kb. 260 ezer év.

— Ez a sztratigráfiai helyzet KUKLA (1977) rendszerében a mindel—riss interglaciálisnak megfelelő F jelű ciklus és az időben azt követő E ciklus közötti átmeneti időszaknak felel meg, ami szerinte kb. 400 ezer évre datálható.

— SHACKLETON és OPDYKE (1976) beosztása szerint ez a rétegtani szint az ötödik hideg periódusnak, vagyis a 12. szakasznak felel meg, amelyet 440—472 ezer év közé helyeztek.

E felsorolást áttekintve kitűnik, hogy a különböző ellentmondásos megfontolások, mérések a paksi tefra korát 87 ezer és 470 ezer év közé teszik.

Véleményünk szerint a hosszú éveken át elfogadott hazai löszkronológia módosításra szorul. Egyetértünk azzal a megállapítással, hogy a tefra alatti Mende Bázis talaj képviselheti a mindel—riss interglaciálist. Ebből következik, hogy maga a tufahullás a riss elején történhetett, úgy, ahogyan azt KRIVÁN és RÓZSAVÖLGYI már 1962-ben leírta. Ezt a kronosztratigráfiai helyzetet alátámasztja a szlovákiai Komjátból ismert egyetlen külföldi tefraelőfordulás, melynek időrendi helyét ugyancsak közvetlenül a mindel—riss határ (holstein) fölött jelölte ki a szlovákiai kutatás (VAŠKOVSKÝ, 1977).

Ami a tefra „abszolút" korát illeti, azt egyelőre a legnagyobb valószínűséggel 250—400 ezer év közé helyezhetjük, azzal a megjegyzéssel, hogy a piroxén egykristályokon folyamatban levő K/Ar izotóp mérések közeljövőben várható eredményei majd pontosabb kormeghatározást engednek meg.

A tefra eredete

A Bag Tefra klinopiroxénjeinek szemcseméret-eloszlása alapján feltételezett több száz, esetleg ezer kilométeres távolságban, 250—400 ezer éves időintervallumban aktív tűzhányótevékenység a Keleti-Kárpátok, az Appenninek, az Eifel-hegység és a Massif Central területén, valamint Görögországban az égei-tengeri szigeteken volt (3. ábra). Sajnos, egyetlen adat sem utal arra, hogy a kárpát-medencebeli tefrák és valamelyik, forrásként feltételezett vulkáni terület között megtalálták volna azokat a rétegeket, amelyek közvetlenül bizonyítanák a kapcsolatot. Ez a helyzet azért is furcsa, mert a tefrának a forrás felé egyre nagyobb vastagságban (és durvább szemcseösszetételben) kellene előfordulnia. Ennek ellenére sem Magyarország más részein, sem Jugoszláviában, Romániában, Ausztriában eddig nem ismerünk ilyen anyagot.

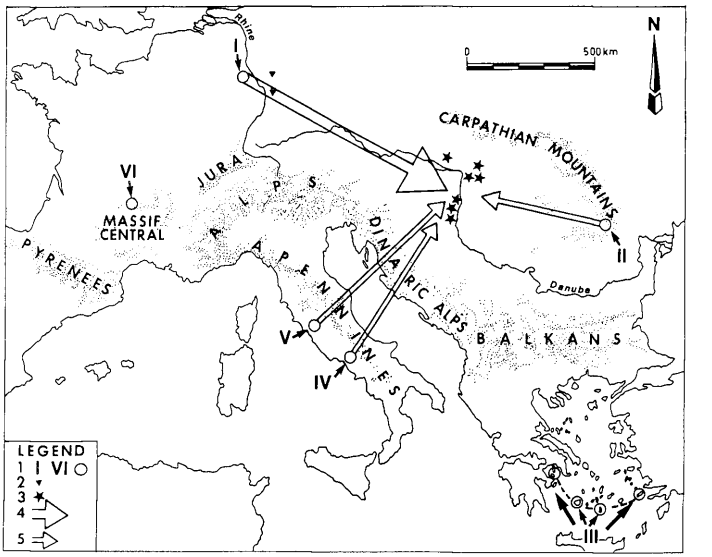
Az eredetre utaló feltételezések ezért csupán a tefra, ill. a szóba jöhető vulkáni területek tufáinak ásványtani és geokémiai vizsgálatára és a különbségek feltárására alapozhatóak. A Bag Tefra magmatípusa ugyanis — annak ellenére, hogy piroxénjeiről sokat tudunk — nem ismert. Másrészről a környező vulkáni területeken sem készült el minden piroklasztit kellő mélységű ásvány-kőzettani leírása, explóziós fázisainak rétegtani helyzete is csupán részben ismert, és piroxénjeik kémiai összetételét csak kivételes esetekben határozták meg (PELTZ et al., 1973). Következésképpen a tefra eredetére vonatkozó feltételezéseink csak néhány középsőpleisztocén kitörés anyagával történt összehasonlításra alapozhatók.

Keleti-Kárpátok

A Keleti-Kárpátok tűzhányói vannak legközelebb a tanulmányozott löszszelvényekhez (500—600 km) és ezért tartotta KRIVÁN (1957) a Hargitát a tufák forrásának. Az utolsó kitörések azonban itt — jelenlegi ismereteink szerint — 1.450.000 év körül lehettek (PELTZ et al., 1987), jóllehet néhány szerző (pl. RADULESCU, 1973) ennél fiatalabbakat is feltételez.

A Keleti-Kárpátok vulkanitjai főképpen andezitek és közöttük többféle piroxénandezit is előfordul, amelyekben a $CaO+Na_2O+K_2O$ összesített részaránya mindig 10—15% között van. Az Al_2O_3 legmagasabb előfordulási aránya pedig 22,9% (PELTZ et al., 1973). Ha a $CaO+N_2O+K_2O$ tartalmat összesen 15%-ban rögzítve újraszámoljuk a Bag Tefra kémiai összetételét (1. táblázat, G oszlop), akkor az Al_2O_3 előfordulási aránya mindig magasabb 23,3%-nál, ami meghaladja a kárpáti piroxénandezitek alumíniumtartalmát.

A Bag Tefra keleti-kárpáti eredete tehát sem kronosztratigráfiai sem geokémiai adatokkal nem támasztható alá.



3. ábra. A tanulmányozott tefrarétegekhez közeli,negyedidőszakban működő tűzhányók elhelyezkedése.
1 — a római számok jelentése: **I** — Vulkáni Eifel; **II** — Keleti-Kárpátok; **III** — Égei-tengeri szigetív tűzhányói; **IV** — Campaniai tűzhányók; **V** — Róma környéki tűzhányók; **VI** — Massif Central;
2 — az Eifelből származó tefrák eddig ismert előfordulásai;
3 — a tanulmányozott kárpát-medencebeli feltárások;
4 — a vulkáni hamu legvalószínűbb kiterjedése;
5 — kevésbé valószínű, de feltételezhető hamufelhők elterjedése.
Fig. 3. Quaternary volcanoes close to the studied tephra beds.
1 — Roman numerals: I — volcanic Eifel; II — Eastern Carpathians; III — Volcanic arc of the Aegean Sea; IV — volcanoes in Campania; V — Volcanoes at Rome; VI — Massif Central.
2 — locations of tephras derived from the Eifel.
3 — localities in the Carpathian Basin.
4 — Probable extension of volcanic ash.
5 — Possible extension of volcanic ash.

Eifel-hegység

Közép- és Dél-Németországban az Eifel-hegységtől déli-délkeleti irányban kb. 100 km-es távolságig a későpleisztocénnél idősebb löszszelvényekben több tefraréteget észleltek (BIBUS, 1974, 1976, 1980; SEIDENSCHWANN és JUVIGNÉ, 1986; JUVIGNÉ és SEIDENSCHWANN, 1989). Ezek a tefraelőfordulások az Eifelből kiszórt vulkáni por és hamufelhő Közép-Európa felé tartó útvonalába esnek (3. ábra).

Az Eifel negyedidőszaki vulkáni anyagai átmeneti bázisos jellegűek (SIMON, 1969; FRECHEN, 1976; VIERECK, 1984; SCHMINCKE et al., 1983). Néhánynak az alumíniumtartalma 20—40% között van, a $Ca+Na_2O+K_2O$ összesített részaránya pedig elérheti a 20%-ot (1. táblázat G és H oszlopai). Közülük a Bag Tefrához ásványtanilag és geokémiailag leginkább hasonlóak a riedeni vastag tufarétegek, amelyek korát legújabban kb. 400 ezer évesre becsülik (BOGAARD és SCHMINCKE, 1988; BOGAARD et al. 1987) és a jelen tanulmányban különleges figyelmet érdemelnek annak ellenére, hogy alumíniumban kicsit gazdagabbak, magnéziumban viszont kicsit szegényebbek, mint a Bag Tefra.

A Vulkáni Eifel ezen tefráinak klinopiroxénjei (JUVIGNÉ és SEIDENSCHWANN, 1989) azonosak a kárpát-medencebeliekkel. Ismereteink jelenlegi állása szerint az ásványtani-geokémiai összetételt illetően nincs alapvető eltérés az Eifel riedeni tefrái és a Bag Tefra között.

Monts Dore (Massif Central)

A pleisztocén közepén a franciaországi Monts Dore területén heves robbanásos kitörések voltak. A vulkáni anyag azonban savanyú (CANTAGREL és BAUBRON, 1983), és ez a jellemvonás nem felel meg a Bag Tefra alacsony szilíciumtartalmának.

Középső-Appenninek

Nagy tefratömegek ismertek ebben a régióban az alsó- és középső pleisztocénből (pl. PICHLER 1970a, b). A toszkánai terület anyaga azonban főképp savanyú, a római (Mt. Sabatini) és a campaniai (Roccamonfina) pedig részben savanyú jellegű. Az alumíniumtartalom alapján sem hasonlítható az általunk vizsgált Bag Tefrához.

Görögország (égei-tengeri tűzhányók)

A pleisztocén során különböző időpontokban voltak vulkáni kitörések az Égei-tenger szigetvilágában (FYTICAS et al., 1984). A tűzhányók anyaga a mészalkáli sorozathoz tartozik (andezit, dácit, riolit). Szilíciumtartalmuk általában többé-kevésbé nagyobb (55—73%), mint a Bag Tefra feltételezett anyagáé (<53%), az Al_2O_3 részaránya viszont — éppen ellenkezőleg — sokkal kisebb (12—18%) az égei-tengeri tűzhányók piroklasztitjaiban, mint a Bag Tefrában (>22%) (1. táblázat, H oszlop). Tehát a két anyag közötti különbségek olyan nagyok, hogy kapcsolatukat nem lehet valószínűsíteni.

Kutatásaink eredményei azt mutatják, hogy a Bag Tefra anyaga a Vulkáni-Eifelből származhat. Ugyanakkor meg kell említeni, hogy két másik vulkánikus terület — Központi-Appenninek és a Keleti-Kárpátok — sem zárható ki mint a tufahullás forrása (3. ábra).

Következtetések

A Kárpát-medencében több löszfeltárásban létezik egy nagy földrajzi kiterjedésben nyomozható tefraréteg, amely feltehetőleg a riss eljegesedés elején, kb. 250—400 ezer évvel ezelőtt hullott. Geokémiai és ásványtani jellemvonásai olyan átmeneti bázisos

magmához kötik, amely gazdag alumíniumban és fő mafikus ásványa egy alumíniumban gazdag, kalciumban dús klinopiroxén.

Ez a tefraréteg új rétegtani kapcsolatot jelent a dél-szlovákiai és a magyarországi löszszelvények között. Ugyanakkor nagy jelentőségű a hazai löszkutatásban , mert — ahogy KRIVÁN leírta — vezetőszintként használható azokban a szelvényekben is, ahol az egyes középső- és felsőpleisztocén talajszintek hiánya sztratigráfiai bizonytalanságot okoz.

A tefra forrását még nem sikerült megnyugtató módon tisztázni, de ezen segíthet a környezetünkben — elsősorban a feltételezett forrás irányában — végzett további kutatás.

Irodalom — References

BIBUS, E. (1974): Das Quartärprofil im Braunkohletagebau Heuchelheim (Wetterau) und seine vulkanischen Einschaltungen. — Notizblatt des Hessischen Landesamt für Bodenforschung, 102, 159—167, Wiesbaden.

BIBUS, E. (1976): Pliozän und Quartär der Wetterau und ihrer Randgebiete. — Rhein-Main Forschungen 82, 17—42.

BIBUS, E. (1980): Zur Relief-, Boden- und Sedimenten-Entwicklung am unteren Mittelrhein. — Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten, D1, 296 p., Frankfurt am Main.

BOGAARD, P. v. D., HALL, C. M., SCHMINCKE, H. U. & YORK, D. (1987): $^{40}Ar/^{39}Ar$ laser dating of single grains: ages of Quaternary tephra from the East Eifel volcanic field, FRG. — Geophysical Research Letter, 14/12, 1211—1214.

BOGAARD, P. v. d. & SCHMINCKE, H.-U. (1988): Aschenlagen als quartäre Zeitmarken in Mitteleuropa. — Die Geowissenschaften 6, 75—84.

BORSY, Z., FÉLSZERFALVI, J. & SZABÓ, P.(1979): Thermoluminescence dating of several layers of loess sequences at Paks and Mende (Hungary). — Acta Geologica Academiae Scientarium Hungaricae, 22/1—4, 451—460, Budapest.

BUTRYM, J. & MARUSZCZAK, H.(1984): Thermoluminescence chronology of younger and older loesses. *In* PÉCSI M.(ed), Lithology and Stratigraphy of Loess and Paleosols. Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 195—199.

CANTAGREL, J.-M. & BAUBRON, J.-C. (1983): Chronologie des éruptions dans le massif volcanique des Monts Dore (Méthode potassium-argon). Implications volcanologiques. — Géologie de la France, 2/1—2, 123—142, Orléans.

FISHER, R.V. & SCHMINCKE, H.-U. (1984): Pyroclastic Rocks. Springer, Berlin, 472 p.

FRECHEN, J. (1976): Siebengebirge am Rhein, Laacher Vulkangebiet, Maargebiet der Westeifel. Vulkanologisch-petrographischeExkursionen. — Sammlung Geologischer Führer 56, Borntraeger, Berlin, 209 p.

FYTIKAS, M., INNOCENTI, F., MANETTI, P., MAZZUOLI, R., PECCERILLO, A. & VILLARI, L. (1984): Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region. *In* DIXON, J. E. & ROBERTSON, A.H.F. (editors): The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Special Publication of the Geological Society, 17, 687—699, London.

GUIOT, J., PONS, A., DE BEAULIEU, J. L. & REILLE, M. (1989): A 140,000-year continental climate reconstruction from two European pollen records. — Nature, 338, 309—313, London.

HAMM, M.-H., VIETEN, K. (1971): Zur Berechnung der kristallchemischen Formel und des Fe^{3+}-Gehaltes von Klinopyroxenen aus Elektronenstrahl-Mikroanalysen. — Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte 1971, 310—314, Stuttgart.

HAHN Gy.(1989): A magyarországi löszök kronosztratigráfiája és gyakorlati hasznosításuk. [Chronostratigraphy and Utilization of Loess in Hungary.] - Akadémiai doktori értekezés, Kézirat, MTA Földrajztudományi Kutatóintézet, Budapest. (In Hungarian)

IRVINE, T. & BARAGAR, W. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. — Canadian Journal of Earth Sciences, 8, 523—548.

JUVIGNÉ, E., HORVÁTH, E. & GÁBRIS, Gy. (1991): La Téphra de Bag: une retombée volcaniue à large dispersion dans le loess pléistocène d'Europe centrale. — Eiszeitalter und Gegenwart 41, 107—118, Hannover.

JUVIGNÉ, E. & SEIDENSCHWANN, G. (1989): Tephralagen in Alzenau. — Hanauer Zeit (sajtó alatt)

KRIVÁN P. (1957): A felsőpleisztocén (rissi) andezitvulkánosság nyomai a paksi szelvényben. (Traces of the andesitic volcanism in Upper-Pleistocen in the section of Paks.) — Földtani Közlöny 87/2, 206—210, Budapest. (In Hungarian with English abstract)

KRIVÁN P. & RÓZSAVÖLGYI J. (1962): Felsőpleisztocén (rissi) andezitvulkánosság nyomai Aszód környékén. (Traces of the andesitic volcanism in the near of Aszód.) — Földtani Közlöny 92/3, 330—333, Budapest. (In Hungarian with English abstract)

KRIVÁN P. & RÓZSAVÖLGYI J. (1964): Andezittufit vezetőszint a magyarországi felsőpleisztocén (rissi) löszszelvényekből. (A marker horizont of andesitic tufit in the Upper-Pleistocene in the loess sections of Hungary.) - Földtani Közlöny 94, 257—265, Budapest. (In Hungarian with English abstract)

KUKLA, G. (1977): Pleistocene land-sea correlations 1. Europe. — Earth Science Reviews, 13, 307—374, Amsterdam.

MORIMOTO, N. (1988): Nomenclature of pyroxenes. — Bulletin de Minéralogie 111, 535—550.

PÉCSI M. (1979): Lithostratigraphical subdivision of the loess profil at Paks. — Acta Geologica Academiae Scientarium Hungaricae, 22/1-4, 409—418, Budapest.

PÉCSI, M. (1991): Problems of Loess Chronology. — Quaternary Research (sajtó alatt).

PELTZ, S., VASILIU, C., UDRESCU, C. & VASILESCU, A. (1973): Geochemistry of volcanic rocks from the Călimani, Gurghiu and Harghita Mountains (Major and trace elements). — *In* Vulcanismul Neogen al Lantului Muntos, Calimani—Gurghiu—Harghita, Simpozionului International de Vulcanologie, 42. pp. 339-393.

PELTZ, S., VAJDEA, E., BALOGH K. & PÉCSKAY Z. (1987): Contributions to the chronological study of the volcanic processes in the Călimani and Harghita Mountains (East Carpathians, Romania) - Dări de Seamă ale Şedinţelor Institutului de Geologie şi Geofizică 71—72/1, 323—338, Bucureşti.

PICHLER, H. (1970a): Italienische Vulkan-Gebiete I. Somma—Vesuv, Latium, Toscana. — Sammlung Geologischer Führer 51, Borntraeger, Berlin, 258 p.

PICHLER, H. (1970b): Italienische Vulkan-Gebiete II. Phlegräische Felder, Ischia, Ponza-Inseln, Roccamonfina. — Sammlung Geologischer Führer 52. 186 p. Borntraeger, Berlin.

RĂDULESCU, D. P. (1973): Position of the Călimani—Gurghiu—Harghita area within the Neozoic volcanic zone of the Alpine regions *In* Vulcanismul Neogen al Lantului Muntos Calimani—Gurghiu—Harghita. Simpoziunului International de Vulcanologie. Anuarul Institutului Geologic 41, 7—15.

SARNA-WOJCICKI, A., SHIPLEY, S., WAITT, R., DZURISIN, D. & WOOD, S. (1981): Areal distribution, thickness, mass, volume, and grain-size of air-fall ash from the six major eruptions of Mount St. Helens, Washington. *In* LIPMAN, P. & MULLINEAUX (editors): U.S. Geological Survey Professional Paper 1250, 577—600.

SHACKLETON, N. & OPDYKE, N. (1976): Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V8-239. Late Pliocene to latest Pleistocene. *In* CLINE, R.M. & HAYS, J. D. (editors): Investigation of Late Quaternary Paleoceanography and Paleoclimatology. — Geological Society of America Memoir, 145, 449—464, Boulder.

SCHMINCKE, H.-U., LORENZ, V. & SECK, H. A. (1983): The Quaternary Eifel volcanic fields. *In* FUCHS et al. (ed.): Plateau Uplift. Springer, Berlin, pp. 139—151.

SEIDENSCHWANN, G. & JUVIGNÉ, E. (1986): Fundstellen mittelpleistozäner Tephralagen im Bereich des kristallinen Vorspessarts. Stratigraphie quartärer Tephren. — Zeitschrift der deutschen Geologischen Gesellschaft 137, 613—623.

SIMON, R. (1969): Geochemische und petrographische Untersuchungen an den Laacher Trachyten und Olivintrachyten sowie an den Laacher-See-Tuffen. — Dissertation, Universität zu Köln, Matematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät.

SZÉKELY A. (1960): A Mátra és környezetének kialakulása és felszíni formái. [Evolution and Geomorphology of the Mátra Hills and Envrions.] — Kandidátusi értekezés, Kézirat. (In Hungarian)

VAŠKOVSKÝ, I. — KAROLUSOVÁ, E. (1969): Prvý nález vulkanického popola v spraších Komjaticej tehelne. — Geologické Práce, Správy 50, 192—198, Bratislava.

VAŠKOVSKÝ, I. (1977): Kvartér Slovenska. Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava, 270 p.

VIERECK, L. (1984): Geologische und petrographische Entwicklung des pleistozänen Vulkankomplexes Rieden, Ost-Eifel. — Bochumer Geologische und Geotechnische Arbeiten 17, 337 p.

WINTLE, A. & PACKMAN, S. (1988): Thermoluminescence ages for three sections in Hungary. — Quaternary Science Reviews 7, 315—320.

1. táblázat: A hét tanulmányozott tefrarétegből, valamint a közvetlenül alatta és felette levő löszből vett minták oldadékainak kémiai összetétele. **A1—7** — fekü lösz; **B1—7** — tefra; **C1—7** — fedő lösz; **D1—7** — az egyes elemek előfordulásának szélső értékei a tefrában (< > — ellentmondásos meghatározás!); **E** — az egyes elemek előfordulásának szélső értékei a hét feltárás tefrarétegeit összegezve (a csillaggal jelölt értékek a továbbiakban önkényesen jelölt arányt jelentenek); **F—G—H** — az E oszlop adatainak oly módon újraszámolt értékei, hogy a $CaO+Na_2O+K_2O$ összesített arányát önkényesen 10%-nak (F), 15%-nak (G), ill. 20%-nak (H) vettük.

*Table 1. Chemical composition of melts prepared from the seven tephra beds, and from underlying and overlying loess layers. **A1—7** — underlying loess; **B1—7** — tephra; **C1—7** — overlying loess; **D1—7** — extreme values of elements in the tephra (< > — problematic determination!); **E** — extreme values of elements in the summarizing the tephra beds in the seven localities (stars indicate an arbitrary value); **F—G—H** — data of column E recalculated: $CaO+Na_2+K_2O$ is 10 % (F), 15 % (G), and 20 % (H).*

	I. Komját				II. Pásztó			
	A1	B1	C1	D1	A2	B2	C2	D2
SiO_2	75.86	56.7	76.83	<56.70	78.64	65.22	85.86	<65.22
TiO_2	1.03	1.04	0.97	> 1.04	0.88	1.05	0.44	> 1.05
Al_2O_3	12.94	26.25	12.27	>26.25	11.7	15.38	7.25	>15.38
Cr_2O_3	0.02	0.06	0.02	> 0.06	0	0.11	0.02	> 0.11
Fe_2O3t	4.13	7.54	3.89	> 7.54	3.5	6.47	2.17	> 6.47
MnO	0.04	0	0.08	0	0	0.15	0.06	> 0.15
MgO	1.33	2.47	1.4	> 2.47	1	2.46	0.5	> 2.46
CaO	0.83	4.19	0.74	> 4.19	0.62	5.55	0.84	> 5.55
Na_2O	1.33	0.32	1.15	< 0.32	1.39	1.18	1.11	< >1.18
K_2O	2.5	1.37	2.65	< 1.37	2.26	2.44	1.75	> 2.44
	III. Bag				IV. Hévízgyörk			
	A3	B3	C3	D3	A4	B4	C4	D4
SiO_2	75.25	58.67	73.82	<58.67	74.77	58.77	73.53	<58.77
TiO_2	1.99	1.18	0.91	< >1.18	0.97	1.19	1.32	>1.19
Al_2O_3	12.2	22.25	14.17	>22.25	13.87	23.12	14.17	>23.12
Cr_2O_3	0	0.02	0	> 0.02	0.04	0.06	0.04	> 0.06
Fe_2O3t	4.61	8.52	4.67	> 8.52	4.51	8.4	4.9	> 8.40
MnO	0.06	0.04	0.06	< 0.04	0.06	0.08	0.08	> 0.08
MgO	1.47	2.9	1.7	> 2.90	1.55	2.6	1.55	> 2.6
CaO	0.56	4.18	0.57	> 4.18	0.5	3.38	0.57	> 3.38
Na_2O	1.31	0.57	1.23	< 0.57	1.26	0.51	1.38	< 0.51
K_2O	2.55	1.68	2.87	< 1.68	2.46	1.91	2.41	< 1.9

1. táblázat (folytatás)
Table 1. (continued)

	IV. Paks				VI. Sióagárd			
	A5	B5	C5	D5	A6	B6	C6	D6
SiO_2	76.7	61.52	78.46	<61.52	78.92	70.47	73.99	<70.47
TiO_2	0.91	1.1	0.75	> 1.10	0.79	0.71	1.48	< 0.71
Al_2O_3	11.97	22.43	11.02	>22.43	11.1	16.88	13.13	>16.88
Cr_2O_3	0.06	0.08	0	> 0.08	0.02	0.05	0.1	< >0.05
Fe_2O3t	3.92	6.53	3.46	> 6.53	3.47	4.64	4.65	< >4.64
MnO	0.04	0.1	0.06	> 0.1	0.04	0.09	0.06	> 0.09
MgO	1.31	2.34	1.44	> 2.34	1.32	1.85	1.77	> 1.85
CaO	0.91	2.01	0.89	> 2.01	0.64	2.13	0.97	> 2.13
Na_2O	1.58	0.77	1.36	< 0.77	1.21	0.75	1.33	< 0.75
K_2O	2.57	3.17	2.57	> 3.17	2.48	2.41	2.52	< 2.41

	VII. Dunaszekcső				A változás jellege (D1—D7)			
	A7	B7	C7	D7	E	F	G	H
SiO_2	74.51	62.06	77.26	<62.06	<56.7	<53.3	<50.3	<47.4
TiO_2	1.04	1.05	1.02	> 1.05	1 (*)			
Al_2O_3	13.64	23.79	11.93	>23.79	>26.25	>24.7	>23.3	>21.9
Cr_2O_3	0	0.22	0.04	> 0.22	1 (*)			
Fe_2O3t	4.11	7.22	3.5	> 7.22	>8.52	> 8.0	> 7.6	> 7.1
MnO	0.22	0.38	0.2	> 0.38	1 (*)			
MgO	1.59	1.72	1.43	> 1.72	>2.90	> 2.7	> 2.6	> 2.4
CaO	0.75	1.05	0.69	> 1.05	>5.55			
Na_2O	1.38	0.65	1.24	< 0.65	<0.32	10	15	20
K_2O	2.74	2.08	2.7	< 2.08				

2. táblázat: A tefrarétegek ásványtani összetétele.
CPX — klinopiroxének; **AMP** — barna amfiból; **SPH** — titanit; **OLI** — olivin; **TOT** — összes vulkáni ásvány; **NV** — nem vulkáni ásványok. A vulkáni ásványok százalékban vannak kifejezve, a nem vulkániakat (NV) pedig a 100 vulkánira jutó darabszám szerint adtuk meg.
*Table 2. Mineral composition of tephra beds. **CPX** — clinopyroxene; **AMP** — brown amfibole; **SPH** — sphene; **OLI** — olivine; **TOT** — total volcanic minerals; **NV** — non-volcanic minerals. Volcanic minerals are expressed in percent; the non-volcanic minerals are expressed as number of grains per 100 volcanic grains.*

Lelőhely *Locality*	CPX	AMP	SPH	OLI	TOT	N.V
Komját	94.7	3.8	1.5	0	100	14.9
Pásztó	97.1	2.9	0	0	100	13
Bag	97.9	1.4	0.7	0	100	3.8
Hévízgyörk	97.8	1.5	0.7	0	100	9.3
Paks	96.6	2.6	0	0.7	99.9	8.5
Sióagárd	97.8	1.5	0.7	0	100	12.6
Dunaszekcső	95.6	3.7	0.7	0	100	20.6

3. táblázat: A tefrarétegek klinopiroxénjeinek kémiai összetétele. (A római számok az 1. ábra szerinti lelőhelyeket jelentik.) WO-wollasztonit, EN-ensztatit, FS-ferroszilit.
*Table 3. Chemical composition of clinopyroxene. (Roman numerals refer to localities in Fig. 1.) **WO** — wollastonite; **EN** — enstatite; **FS** — ferrosilite.*

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
SiO_2	47.32	48.72	47.05	48.53	46.5	47.86	47.99
TiO_2	1.09	0.89	1.1	0.93	1.09	0.98	0.95
Al_2O_3	5.92	5.23	6.51	5.17	6.7	5.5	5.94
Cr_2O_3	0.01	0.09	0.03	0.08	0.01	0.02	0.07
FeO_t	8.03	7.71	8.07	6.54	10.19	6.97	7.69
MnO	0.26	0.22	0.11	0.15	0.27	0.12	0.16
MgO	12.02	12.57	12.34	13.73	10.41	13.22	12.19
CaO	24.13	23.58	24.22	24.13	23.6	24.45	23.74
Na_2O	0.29	0.31	0.16	0.2	0.37	0.19	0.24
K_2O	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Összes *Total*	99.09	99.33	99.61	99.48	99.14	99.32	98.98
WO	50.7	49.7	50.4	49.5	50.7	50.3	50.5
EN	35.1	36.8	35.7	39.2	31.1	37.7	36
FS	14	13.3	13.8	22.1	18	11.9	27

Földtani Közlöny 122/2—4, 251—263 (1992) Budapest

Földtani objektumok csoportosítása gráfelmélet segítségével szeghalmi amfibolitok példáján

Classification of geological samples using graph theory demonstrated on amphibolites from Szeghalom (Hungary)

M. TÓTH Tivadar[1]

(6 ábrával és 3 táblázattal)

Összefoglalás

Szeghalom környékén a kristályos aljzat (Kodru-takaró) jellegzetes metamorf kőzettípusa az amfibolit és az amfibolgneisz. A premetamorf kőzettípus pontosítása céljából főelemkémiai adatok matematikai statisztikai vizsgálatát végeztem el. A tradicionális cluster analízis eljárások alkalmazása nem vezetett térképezhető és geokémiailag értelmezhető csoportokhoz. Ezért egy új módszert dolgoztam ki, amely gráfelméleti eszközökre támaszkodva csoportosítja a mintákat.

A választott csoportosítási eljárással a mintákról koncentrikus csoportstruktúrát sikerült kimutatni, amely geokémiai meggondolások alapján valószínűleg kontinensperemi vulkanizmus eredménye.

Abstract

Amphibolite is widespread in the crystalline basement (Codru nappe) around Szeghalom (Great Plain, SE Hungary). Probably the amphibolites suffered several metamorphic alterations associated with the mobilization of chemical components. The author attempted to recognize the premetamorphic origin of these rocks by geochemical methods. Total chemical analyses on more than 60 rock samples were available so I could try to apply multivariate methods to classify the samples and to interpret their groups. First I used different hierarchical cluster analyses. Their result cannot be explained due to the complex effect of metamorphism. So the author worked out a new mathematical method for classifying metamorphic rocks.

The new method applies graph theory. If there are n samples and m variables, let's define g_1, g_2, ... g_m n-apexed graphs, one for each variable. Let the apices of the graphs represent the samples. Let's draw an edge between two apices in the g graph if the samples represented by them are similar to each other by the ith variable. (The similarity must be defined before, of course.) Summed up these g_i graphs a new (G) graph is formed in which two apices are

[1]M. TÓTH Tivadar, József Attila Tudományegyetem, Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, H—6701 Szeged, Egyetem u. 2—6.

A kézirat beérkezett: 1992. május 12.
Átdolgozva: 1992. augusztus 12.

connected with as many edges as many variables are similar to each other in the two samples. Increasing the number of similar variables there will occur new graphs from the G graph, which may be defined as a group. Using this classification method for amphibolites I have found mappable structure of their groups. Geochemical features of these groups seemed to show that the parent rocks of amphibolites have been island arc and alkaline basalts.

Key words: numerical petrology, metamorphic rocks, graph theory, Great Plain, Hungary

Bevezetés

Sokváltozós, nagy elemszámú mintapopulációk matematikai alapú vizsgálatánál fontos feladat minél több változó együttes figyelembevételével a minták csoportosítása és a kialakított csoportok jellemzőinek meghatározása. Ha az objektumok természetes csoportjairól semmilyen „a priori" feltételezésünk nincs, a leggyakrabban különböző clusteranalízisek alkalmazása vezet eredményre. Ezek a módszerek a geológia számos ágában eredményesen alkalmazhatók; fontos eredmények születtek az őslénytan, a szedimentológia, a magmás kőzettan területén (pl. PARKS, 1966; PARK, 1974; GEIGER, 1988). Metamorf kőzettanban azonban eddig ritkán alkalmazták sikerrel (GEIGER és SZEDERKÉNYI, 1984) és az átalakult kőzetek matematikai alapú csoportosításának problémája más ismert módszerrel sem kellően megoldott.

A dolgozat alapjául szolgáló vizsgálat célja a Körös/Berettyó Egység (Kodru-takaró) (BALÁZS, 1984) amfibolit kőzetei premetamorf geokémiai jellegének pontosabb megismerése volt. A kőzetek természetes csoportjainak megtalálásához a változók és minták nagy száma miatt különböző — ANDERBERG (1973) által tárgyalt — hierarchikus clusteranalízis technikákat próbáltam alkalmazni.

Az amfibolitok rétegtani, tektonikai helyzete vitatott. SZEDERKÉNYI (1984) szerint premetamorf kőzetük feltételezhetően prehercini tengeralatti vulkanizmus terméke volt. Az első, amfibolit fáciesű metamorf hatás a variszkuszi orogenezishez kapcsolódott, majd az alaphegység kiemelkedett, és egy része lepusztult. A kréta időszakban az alpi orogenezishez kapcsolódó kisfokú metamorfózist jelentős laterálszekréciós hatások kísérték (M. TÓTH, 1991). Ezután a kristályos tömeg a paleogénben ismét felszínre került (HORVÁTH et al., 1988).

Ez a polimetamorf átalakulás az eredeti szöveti bélyegeket és ásványokat teljesen eltüntette, ezért a metamorfózis előtti kőzetminőség kőzettani módszerekkel nem ismerhető fel. Így a premetamorf kőzetminőségre egyedül a kémiai összetétel elemzésével következtethettem. A geokémiai vizsgálatoknál szokásos diszkriminációs diagramok használata azonban metamorf kőzetek esetében különös óvatosságot igényel, mivel mind a progresszív, mind a kiemelkedéssel együttjáró retrográd metamorf hatások jelentős mobilizáló hatással lehettek a legtöbb kémiai alkotóra. Szinte véletlenszerű azonban, hogy a különböző területeken az egyes folyamatok az elemeket milyen mértékben mozgatták. Előfordulhat, hogy a mobilitás mértéke területenként és elemenként is különböző volt. Így az egymás hatását felülbélyegző metamorf szakaszok az eredeti genetikai csoportokat eltorzították. Ugyanakkor az alkalmazott clusteranalízisek által kialakított csoportstruktúra genetikai tartalma már nem egyértelmű, hiszen az egymást követő fázisok hatását együtt mutatja.

A módszer

Metamorf kőzetek csoportosításának problémái

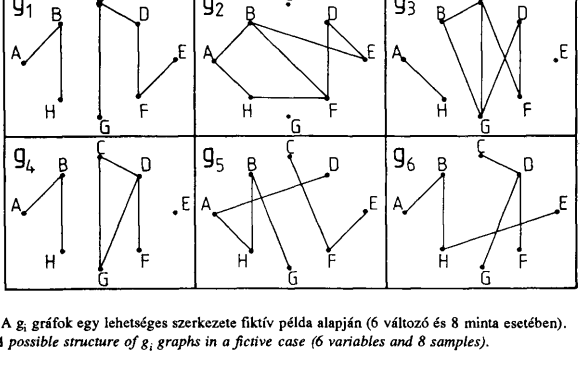
Feltételezhető, hogy a vizsgált kőzetek a metamorfózis előtt genetikai — és így geokémiailag is meghatározott — csoportokat alkottak. Szintén valószínű, hogy a polimetamorf átalakulás a legtöbb vizsgált kémiai alkotót — esetleg különböző helyeken más-más mértékben — mobilizálta. Így a változások hatására az eredeti csoportstruktúra nagyrészt eltűnt, és olyan módszerrel, amely az összes változót figyelembe veszi, nem is ismerhető meg. A változók egy részét ezért ki kell venni az analízisből. A kőzeteket ért átalakulások sokfélesége miatt azonban a legtöbb vizsgált kémiai alkotó kiszűrése indokolt lehet, és csak kevés olyan változó van, amely az egész mintatérben figyelembe vehető. Nem használhatunk az eredeti csoportstruktúra feltárására olyan módszert, amely a teljes mintatérben — bármely két minta összehasonlítására — azonos változókat használ, a hasonlóságot az egyes mintapárokra változónként kell vizsgálni.

A kémiai alkotók helytől függő intenzitású mobilitása mellett a csoportosítással kapcsolatos másik probléma az, hogy egyes minták legtöbb paramétere olyan nagy mértékben megváltozott, hogy semmit nem őriztek meg eredeti csoportjuk jellemzőiből. Feltételezhető, hogy a metamorf folyamatok intenzitásának növekedésével egyre kevesebb lesz a valóban csoportokba sorolható minta. Le kell tehát mondanunk arról az általános igényről, hogy minden mintát csoportokba soroljunk. Így esetleg másodfajú hibát követünk el, azaz lesz olyan minta, amely nem kerül egyik csoportba sem, bár valamelyikbe besorolható lett volna. Ellenkező esetben — mint a metamorf kőzetekre általam alkalmazott hierarchikus clusteranalízisek esetében — az elsőfajú hiba lehetősége áll fenn, amikor olyan minták kerülnek közös csoportba, amelyek genetikai kapcsolata többszörösen összetett és így nehezen, vagy egyáltalán nem értelmezhető. Míg az első eset később korrigálható, az utóbbi alapvetően hamis szakmai következtetések levonásához vezethet. Olyan esettel állunk tehát szemben, amikor feltételezhető, hogy az intenzív változások miatt az eredeti csoportstruktúra nem ismerhető fel teljes egészében. Ilyenkor meg kell elégednünk azzal, hogy az átalakulás előtti csoportoknak csak a vázát keressük meg, azokat a mintákat és változókat, amelyek még őrzik az eredeti kapcsolatokat. Ezek alapján a metamorf kőzetek csoportosítására alkalmazott módszernek a következő két feltételt kell kielégítenie: egyrészt az egyes minták közötti hasonlóságot változónként kell vizsgálnia, másrészt ki kell szűrnie a nem csoportosítható mintákat a populációból.

A módszer matematikai leírása

Ha a vizsgálandó problémában n db minta, és m db változó szerepel, definiáljunk g_1, g_2..., g_m m darab (változónként egy) n-csúcsú gráfot a következőképpen: csúcsai az egyes mintákat reprezentálják; az i-edik gráfban két csúcs akkor legyen éllel összekötve, ha a két minta az i-edik változóban valamilyen előre definiált, egyváltozós hasonlósági mérték szerint hasonló egymáshoz.

Az így kapott g_1 g_2..., g_m gráfban tehát rendre az első, második, m-edik változó szerint hasonló elemeket köti össze él. Az 1. ábra fiktív példán nyolc minta és hat



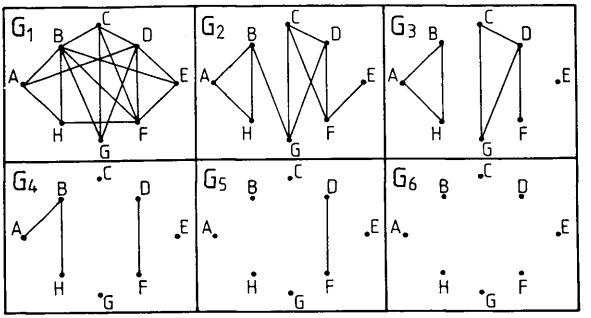
1. ábra: A g_i gráfok egy lehetséges szerkezete fiktív példa alapján (6 változó és 8 minta esetében).
Fig. 1: A possible structure of g_i graphs in a fictive case (6 variables and 8 samples).

változó esetében a g_i gráfok egy lehetséges szerkezetét mutatja. (Az eredeti problémában kialakuló gráfok a minták és változók nagy száma miatt nehezen áttekinthetőek.)

A hasonlóság definiálása többféleképpen történhet. Fontos azonban, hogy mivel a módszer egyváltozós eloszlásokkal dolgozik, a legtöbb sokváltozós matematikai módszer hasonlósági mérték fogalma itt nem használható. Másik fontos különbség, hogy míg az általában alkalmazott hasonlóság fogalmak valós értékű függvények (matematikai értelemben távolságok), addig a most bevezetésre kerülő fogalom logikai függvény; két minta hasonlóságánál a módszer szempontjából nem a távolságuk pontos számértéke a fontos, hanem csak az, hogy ez a távolság szignifikánsnak tekinthető-e vagy sem. Azt kell definiálni, hogy a populáció valamely két eleme — két minta valamely változó szerint — mikor legyen egymáshoz hasonló, és mikor ne. A változónkénti távolság dichotomizálására azért van szükség, hogy a szakmailag aránytalanul nagynak ítélt különbözőségek hatását ki lehessen iktatni.

Fogadjuk el két minta valamely változó szerinti távolságának a természetes definícióit, különbségük abszolút értékét! Ezek után az a kérdés, milyen küszöb alatt tekintsük ezt a távolságot szignifikánsnak, azaz mikor legyen a két minta valamely változóban hasonló egymáshoz. Számos próbálkozás után legalkalmasabbnak az alábbi definíció bizonyult: adott változó szempontjából két minta legyen hasonló, ha távolságuk kisebb a változó szórásának 1/n, 2/n, stb. -szeresénél! A g_i gráfokban tehát ennél az értéknél közelebbi minták lesznek éllel összekötve.

Legyen G a g_i gráfok „összege", ahol két csúcs annyiszoros éllel van összekötve, ahány változóban a csúcsokhoz tartozó minták hasonlóak voltak egymáshoz. Feltételezhető, hogy az eredetileg egy csoportban lévő minták kapcsolatrendszeréből a jelentős átalakulások ellenére egyes részletek megőrződtek, azaz két, azonos genetikájú — eredetileg egy csoportban lévő — mintát reprezentáló csúcs között sokszoros él fut még akkor is, ha az őket ért változások hatására változóik egy részében jelentős különbség alakult ki közöttük. Ellenkező esetben az a — metamorf kőzetek esetében nagyon gyakori — jelenség játszódik le, hogy két minta eredetileg nem volt genetikai kapcsolatban, de az őket ért hasonló folyamatok hatására néhány változóban közel



2. ábra. A g_i gráfokból a szövegben leírt módon származtatott G_i gráfok.
Fig. 2. G_i graphs derived from g_i graphs.

kerültek egymáshoz. Ezek az minták csak az ezen változókat reprezentáló élekkel lesznek egymással kapcsolatban. A változások sokfélesége miatt azonban előre nem lehet megmondani, hogy valamely két minta esetében mely változók közötti kapcsolatok őrződtek meg, illetve alakultak ki. Ezért kell minden változót bevonni a vizsgálatba, és az algoritmussal feltárt kapcsolódások értelmezésével az eredeti hasonlóságokra következtetni.

A két példa mutatja, hogy a G gráfban az eredeti csoportok mintáit feltehetően többszörös él köti össze, míg az olyan minták között, amelyek eredetileg nem voltak genetikai kapcsolatban, kevesebb él fut. A G gráf lebontásával az alapján lehet új csoportokat alkotni, hogy az egyes csúcsok között hányszoros él található. Azaz olyan G_1, G_2..., G_m gráfokat definiálhatunk, melyekben rendre azok a csúcsok vannak éllel összekötve, amelyek a G gráfban legalább 1, 2, ... *m* éllel — azaz 1, 2, ... *m* változó szerint — kapcsolódtak egymáshoz. Nevezzük az összekötő élek számának alsó határát hasonlósági küszöbnek!

Kis hasonlósági küszöb esetén a G_i gráf összefüggő, ezen a szinten egy csoport van. A hasonlósági küszöb, azaz a csoportok kialakításában résztvevő változók számának növelésével azonban az összefüggőség megszűnik, a G_i gráf részgráfokra esik szét. Egy így kialakuló csoport elemei egymás között legalább *i* db változóban hasonlóak (bár előfordulhat, hogy mintapáronként más-más változók szerepelnek), míg más csoportok elemeihez *i*-nél kevesebb változóval kapcsolódnak. Ha igaz az a korábbi feltételezés, miszerint egy eredeti genetikai csoportból több kapcsolat őrződik meg, akkor az így kialakuló részgráfok az eredeti csoportok megmaradt vázát mutatják. A 2. ábra mutatja a G_i gráfok, és így a kialakuló csoportok származtatását a g_i gráfok alapján.

Az, hogy az adott minták az adott változók szerint vizsgálva milyen módon alkotnak csoportokat, két paraméteren múlik csupán. Az első a választott hasonlósági mérték fogalom, a másik pedig a hasonlósági küszöb értéke. Bár technikailag egymástól függetlenül változtathatók, hatásuk szoros kapcsolatban van egymással. Míg a hasonlósági mérték az egyes változók esetében a távolság szignifikanciáját határozza meg, a hasonlósági küszöb azt mutatja, hogy hány db változó hasonlóságát vegyük

figyelembe a csoportok kialakításánál. Attól függően, hogy melyiket tartjuk fontosabbnak a csoportok kialakítása szempontjából, kétféle — esetleg egymáshoz hasonló — eredményt kaphatunk. Ha kis távolságot tekintünk szignifikánsnak, akkor kis hasonlósági küszöbnél, azaz kevesebb változó figyelembevételével alakulnak ki a csoportok. A hasonlóság kevésbé szigorú megkötése mellett csak később, nagyobb hasonlósági küszöb mellett szűnik meg a G gráf összefüggősége, ekkor az egy csoportba sorolt minták változónként kisebb szignifikancia mellett, de több változó szerint kapcsolódnak egymáshoz. Míg az utóbbi eset az általános összefüggést, az első a finomabb részleteket mutatja.

A csoportosítás földtani értékelhetősége

A kapott csoportosítás földtani értékelése szempontjából fontos annak megállapítása, hogy az egyes csoportok kialakításában a különböző változók milyen súllyal szerepelnek. Ehhez két dolgot, egyrészt az egyes csoportok homogenitásáért, másrészt a csoportok közötti heterogenitásért felelős változókat kell meghatározni. Egy változó adott csoportra vonatkozó homogenitási indexének azt kell kifejeznie, hogy a csoporton belül az adott változó szempontjából hány minta hasonló egymáshoz, ami a bevezetett módszernél az összekötő élek számával jellemezhető. A heterogenitási index ezzel szemben azt mutatja, hogy két csoport között milyen erős a kapcsolat, amit a csoportok közötti élek száma határoz meg. Az *i*-edik változó így bevezetett két indexe tehát a következő:

$$I_{hom} = 2 * e_i / (k_1 * (k_1 - 1))$$

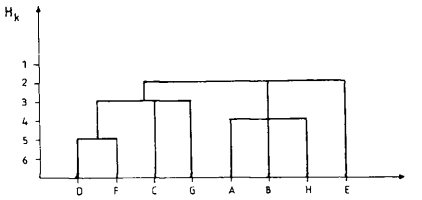
$$I_{het} = 1 - f_i / (k_1 * k_2),$$

ahol

I_{hom} a homogenitási index;
I_{het} a heterogenitási index;
e_i az i-edik változó szerinti kapcsolatok száma az egyik csoporton belül;
f_i az i-edik változó szerinti kapcsolatok száma a két csoport között;
k_1 és k_2 a két csoport elemszáma.

Minél nagyobb tehát a homogenitási index (minél közelebb van egyhez), annál inkább meghatározza a vizsgált változó a csoportot. Hasonlóan, minél nagyobb a heterogenitási index, annál jobban jellemezhető a csoportok különbözősége az adott változóval. A két mutató azonban külön-külön nem mutatja megfelelően a csoportok kialakításáért felelős változókat, hiszen például nagy homogenitás és kis heterogenitás mellett a változó mindkét csoportban hasonló értéket vesz fel, így diszkriminanciára nem használható. Kis homogenitás és nagy heterogenitás esetén pedig a változó — nagy változékonysága miatt — egyik csoportot sem jellemzi jól. A szakmai értékelésnél figyelembe veendő változók kiválogatásánál ezért mindkét mutató viselkedése egyformán fontos. A diszkriminanciát legjobban kifejező mutatót, a diszkriminancia indexet a két előző szorzataként kaphatjuk, azaz:

$$I_d = I_{hom} * I_{het}$$



3. ábra. A G_i gráfok alapján kapott csoportok ábrázolása dendrogramon.
Fig. 3. The groups according to G_i graphs demonstrated on dendrogram.

Minél nagyobb az így számított érték, annál inkább jellemző az adott csoportra a vizsgált változó. Ugyanakkor az I_{het} és az I_d mutatók csoportpár-specifikusak is, így felhasználhatóak egy csoport párkapcsolataiban meglévő eltérések kimutatására is.

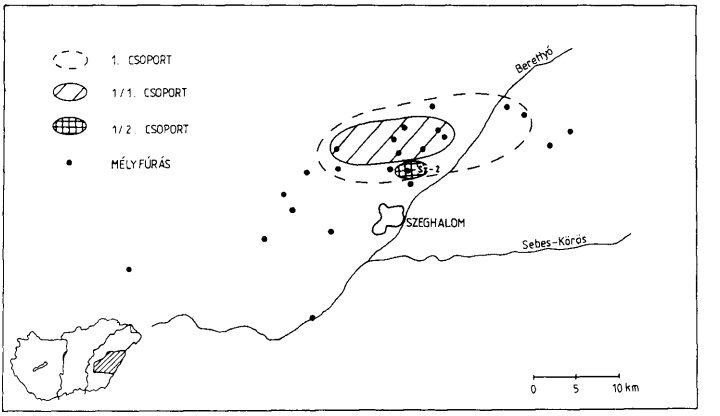
A módszer kapcsolata más eljárásokkal

A most bevezetett csoportosító eljárás felépítése — a klasszikus clusteranalízisekhez hasonlóan — két fő egységre, az objektumok közötti hasonlóságérték kiszámítására és előre megadott csoportbakerülési elv alapján történő osztályozásra bontható. Ugyanakkor a klasszikus clusteranalízis technikák rendszerébe nehezen illeszthető be; nem tekinthető „hierarchikus" módszernek, azonban a hasonlósági küszöb (H_k) léptetéses változtatásával — adott szignifikancia szint mellett — kialakuló csoportok hierarchikus rendet mutatnak, amely a többi hierarchikus módszer eredményéhez hasonlóan dendogramon szemléletessé tehető (3. ábra). Ez hasznos lehet a csoportok helyes kiválasztásában, ugyanakkor nagy hátránya, hogy a csoporton belüli kapcsolatokat nem mutatja.

A hierarchikus clusteranalízisek általában agglomeratív eljárást követnek, és ANDERBERG (1973) alapján két fő lépésből álló rekurzív felépítésűek: 1. a hasonlósági mátrix alapján leghasonlóbb clustereket összevonjuk; 2. kiszámítjuk az új hasonlósági mátrixot. A most bevezetett módszer algoritmusa nem rekurzív jellegű, hiszen minden hasonlósági szinten csak az eredeti minták között számított hasonlóságot használja. Így nem ütközik abba az általános problémába, hogy a minták közötti hasonlóság definíciót hogyan általánosítsa a clusterekre.

A szeghalmi amfibolitok osztályozása

A Körös—Berettyó-egység területén szénhidrogén-kutató fúrásokkal (Dévaványa—13, —16, —18, Endrőd—1, —13, Endrőd—É—5, Furta—3, —4, Füzesgyarmat—6, —8, —10, —11, Kismarja—17, Körösladány—5, Körőstarcsa—1, Mezőpeterd—1, Mezősas—1, —3, Szeghalom—2, —3, —4, —6, —12, —16, —19, —20, —40, Szeghalom—É—3, Túrkeve—3, —10) feltárt amfibolit kőzetek (63 minta) vizsgálatánál az alkalmazott clusteranalízisek az adott probléma szempontjából értékelhetetlen eredményt adtak. Ezért a fent bemutatott módszerrel próbáltam a minták természetes



4. ábra. A vizsgált terület térképe a kialakuló csoportok feltüntetésével.
Fig. 4. The map of the studied area and the groups of the samples.

csoportjait meghatározni. Változóknak a kémiai főkomponens elemzések adataiból számított oxid-arányokat tekintettem. Mivel az összes feltételezhető metamorf hatás az elemeknek csak adott körét mobilizálta, itt inkább várható immobilitás, mint az állandóösszeg-hatástól terhelt elemzési adatok esetében.

A csoportosítást különböző szignifikancia szintek mellett a hasonlósági küszöb változtatásával végeztem. Az eredmény azt mutatta, hogy néhány minta kivételével mindig ugyanazok a csoportok alakultak ki, azaz a csoportosítás független volt a hasonlóság szignifikancia szintjének választásától. Kis hasonlósági küszöb esetén az

1. táblázat — *Table 1*
A nagy diszkriminancia indexű változók, és értékeik az 1. csoportban és a csoportosíthatatlan mintákra.
Variables with high discrimination index of the samples of the first group, and of ungroupped samples.

változó *variable*	I_d	1. csoport *Group 1*	maradék minták *remaining samples*
SiO_2/P_2O_5	0.690	50—120	400—800
Al_2O_3/P_2O_5	0.640	10— 30	40—100
MgO/P_2O_5	0.597	5—8	10<
K_2O/P_2O_5	0.583	1—2	7<
CaO/P_2O_5	0.571	10—20	20<
Fe_2O_3/P_2O_5	0.561	<5	10—100
FeO/P_2O_5	0.531	<15	30<

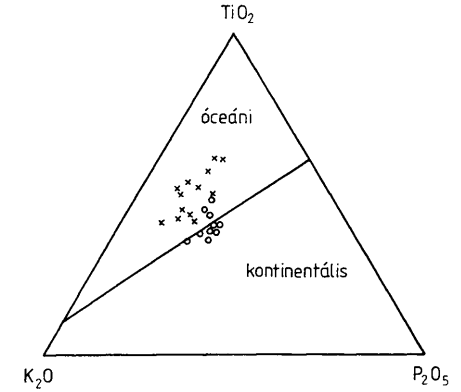
összes minta egy csoportban volt, majd erről egyesével, összesen 20 minta levált. Ez azt mutatja, hogy ezek sem egymással, sem a többi mintával nem alkotnak csoportokat, azaz fejlődésük egyedinek tekinthető. A megmaradó 42 minta azonban sokáig egységes gráfot alkotott, ezért ezt önálló csoportnak választottam (1. csoport). A hasonlósági küszöb további növelésével néhány további minta is kiesett a vizsgálatból, majd a maradék két kisebb csoportra (1/1. és 1/2. csoport) vált ketté.

Az így kapott csoportstruktúra a vizsgált terület térképén is ábrázolható, az egyes csoportok mintái jól meghatározott területeket jelölnek ki (4. ábra). Néhány fúrás esetében több magról is készült kémiai vizsgálat, de az egyes fúrások minden mintája azonos csoportba került. Az 1/1. és 1/2. csoport egymás közelében, a vizsgált terület közepén található, körülvéve az 1. csoport maradék elemeivel. A vizsgálat elején kiesett minták a peremi részeken helyezkednek el. Ez a koncentrikus struktúra azt sugallja, hogy az amfibolitok premetamorf kőzetének kialakulása egy olyan folyamathoz kapcsolható, melynek központja az 1/1. és az 1/2. csoporthoz tartozó területen volt, és ettől a centrumtól távolodva kémiai összetételt meghatározó hatása egyre csökkent. Annyira, hogy a peremi területek mintáinak fejlődése már teljesen egyedinek tekinthető. Ez a kép nem mond ellent annak a korábbi — kőzettani és rétegtani indokokkal alátámasztott — feltételezésnek, miszerint a vizsgált amfibolitok premetamorf kőzete egy, a Szeghalom—2 számú fúrás közelében lévő kitörési centrummal jellemezhető vulkáni tevékenységhez kapcsolható (SZEDERKÉNYI, 1984).

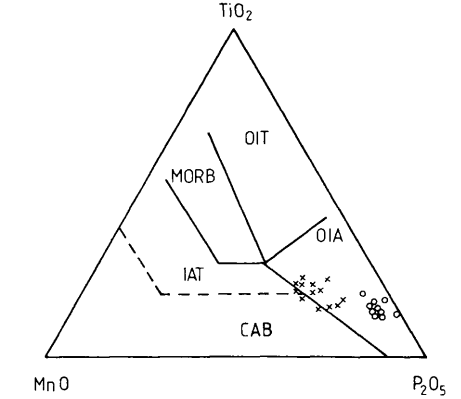
Az egyes csoportok közötti diszkriminancia indexek meghatározásával hasonló eredményre juthatunk. Az 1. csoport és a csoportosíthatatlan elemek közötti legnagyobb indexű változókat és a jellemző értékeket az 1. táblázat mutatja. Mind a hét változó esetében egyértelműen elkülönültek a két terület amfibolitjai. A foszfor fontos szerepe a diszkriminációban azt mutatja, hogy a lényeges különbség a magmás differenciáltság fokában van, ami jól egyezik a korábbi megállapításokkal. A különbségeket feltehetően az is hangsúlyosabbá teszi, hogy a kitörés centrumától távolodva nő a nem vulkáni eredetű anyagok aránya a premetamorf tufákban. A differenciáció és a hozzákeveredés mértéke itt teljesen véletlenszerű lehetett, ez az oka annak, hogy a peremi területek mintái nem voltak csoportosíthatók.

A vulkanizmus kémiai jellegének, és az ezzel szorosan összefüggő tektonikai helyzetnek a meghatározására általában diszkriminációs diagramok használatosak. Metamorf kőzetek esetében azonban csak az a módszer alkalmazható, amelynél biztosítva van a változók immobilitása. Ez a feltétel a hagyományos módszerekkel ellenőrizhetetlen, mivel az egyes kémiai alkotók változékonysága esetleg mintáról mintára különböző lehet. Az új módszernél alkalmazott homogenitási index azonban éppen azt mutatja meg, hogy az adott csoportban mely változók tekinthetők stabilnak, ami segítséget adhat annak eldöntésére, hogy mely diszkriminációs módszert használjuk.

Esetünkben az 1/1. és az 1/2. csoport kémiai jellegét elegendő meghatározni ahhoz, hogy a vulkanizmus tektonikai helyzetét megismerjük, hiszen a korábbiak alapján elfogadhatjuk, hogy itt volt a vulkáni tevékenység központja. A sok lehetséges kémiai diszkrimináció közül csak azt szabad kiválasztani, ahol a felhasznált változók nem változtak, azaz az arányukhoz tartozó homogenitási index nagy. Az általam ismert módszerek közül ennek a feltételnek csak PEARCE et al. (1975) és MULLEN (1983) módszere felelt meg. A szükséges homogenitási indexeket a 2. táblázat, a diagramokat az 5. és 6. ábra mutatja.



5. ábra. K_2O—TiO_2—P_2O_5 diagram az amfibolitok premetamorf tektonikai helyzetének meghatározására (PEARCE et al., 1975). x: az 1/1. csoport elemei; o: az 1/2. csoport elemei.
Fig. 5. K_2O—TiO_2—P_2O_5 discrimination diagram for amphibolites (PEARCE et al., 1975). x: elements of group 1/1; o: / elements of group 1/2.



6. ábra: MnOx10—TiO_2—P_2O_5x10 diagram (MULLEN, 1983). x: az 1/1. csoport elemei; o: az 1/2. csoport elemei.
Fig. 6: MnOx10—TiO_2—P_2O_5x10 discrimination diagram for amphibolites (MULLEN, 1983). x: elements of group 1/1; o: / elements of group 1/2.

2. táblázat — *Table 2*
A felhasznált diszkriminancia változók homogenitási indexei.
Homogenity indexes of variables used for discrimination.

változó *variable*	1/1. csoport *Group 1/1*	1/2. csoport *Group 1/2*
K_2O/P_2O_5	1.000	1.000
TiO_2/K_2O	0.121	0.166
TiO_2/P_2O_5	0.348	0.583
TiO_2/MnO	1.000	0.722
MnO/P_2O_5	0.772	1.000

Az 5. ábra azt mutatja, hogy a vulkanizmus óceáni és kontinentális területek határához kapcsolódik, és az 1/2. csoport esetében kontaminációs hatással is számolni kell. Ezzel teljesen egybehangzót állít a 6. ábra. Eszerint az 1/2. csoport kémiailag egyértelműen alkáli bazalt, míg az 1/1. csoport — a kontinensperemtől távolabbi helyzetének megfelelően — az alkáli és a szigetív bazaltok határán helyezkedik el.

Az 1/1. és 1/2. csoportok illetve az 1. csoport maradék elemei egyes diszkriminancia indexeinek összehasonlítása tovább erősíti az eddig kialakított képet (3. táblázat). Az első három változó — melyek az 1. táblázatban bemutatottakhoz hasonlóan differenciációs indexként kezelhetők — azt mutatják, hogy az 1. csoport centrumtól távoli elemei a jobban differenciáltak, ami igazolja a vulkáni működés térbeli elhelyezkedéséről felállított hipotézist. Az 1/1. és az 1/2. csoport között fő különbség az Al_2O_3/Fe_2O_3, a SiO_2/Fe_2O_3 és a SiO_2/MnO változókban van, mégpedig mindhárom az utóbbiban a nagyobb. Ez mutatja, hogy itt feltételezhetően jelentősebb kéregbeolvasztás történt, ami teljesen egybevág a diszkriminációs diagramok alapján felállított elképzeléssel.

Összességében tehát a premetamorf tektonikai helyzetről a következő állapítható meg: Valószínű, hogy a vizsgált amfibolitok metamorfózis előtti kőzete kontinens peremhez kapcsolódó vulkáni tevékenységhez köthető. A peremi területeken található amfibolitok premetamorf kőzetei e vulkáni működés piroklasztitjaiként értelmezhetőek.

3. táblázat — *Table 3*
A nagy diszkriminancia indexű változók értékei az egyes csoportokban.
Values of variables with high discrimination index.

változó *variable*	1/1. csop. *Group 1/1*	1/2 csop. *Group 1/2*	1. csop. maradék elemei *rest of group 1*
Al_2O_3/Fe_2O_3	5—8	12<	15-20
SiO_2/Fe_2O_3	<20	35—40	45<
Na_2O/P_2O_5	5,5—9	3—4	5—12
SiO_2/MnO	200—400	800<	szór/*varies*

Összefoglalás

A Szeghalom környéki polimetamorf amfibolitok genetikai csoportosítását egyes hagyományos clusteranalízis eljárásokkal nem sikerült megoldani. Ennek oka az volt, hogy a metamorfózis folyamán az egyes mintákban a különböző kémiai alkotók más-más mértékben változtak meg, és a többszakaszú metamorfózis miatt egyes minták csoportosíthatatlanná váltak. Az alkalmazott clusteranalízisek által létrehozott csoportstruktúra az átalakulások hatásait együtt mutatta, így az eredmény értelmezhetetlen volt.

Ezért egy új csoportosítási eljárást vezettem be, melynek legfontosabb tulajdonságai a következők:

— a minták közötti hasonlóságot változónként, majd a hasonló változók száma alapján vizsgálja;

— a hasonlóságnak nem a pontos számértékét, hanem csak a szignifikanciáját veszi figyelembe;

— csak azokat a mintákat csoportosítja, amelyek besorolása az adott feltételek mellett egyértelmű;

— a módszer felépítéséből természetes módon adódik a csoportok közötti diszkriminanciáért felelős változók kiválasztásának, és így a szakmai értékelésnek a lehetősége.

Az amfibolitok vizsgálatát az új módszerrel elvégezve az alábbi eredmények születtek:

— koncentrikus, térképezhető csoportstruktúra;

— a diszkriminációs indexek alapján kiválasztott változók szerint a magmás differenciáció és a nem vulkáni anyag hozzákeveredésének mértéke a központtól a peremek felé nő;

— a két központi csoport kémiai jellegében megfigyelhető legfontosabb különbségek az eredeti nagytektonikai helyzetre vezethetők vissza. Míg az 1/1. csoport mintái valószínűleg szigetív közelében keletkeztek, az 1/2. csoportéi kontinens peremen létrejött alkáli bazaltnak tekinthetők.

Irodalom — References

ANDERBERG, M.R. (1973): Cluster Analysis for Applications. Academic Press, New York.

BALÁZS, E. (szerk.) (1984): Az Alföld prekambriumi, paleozoós, triász, jura és alsókréta korú képződményeinek összefoglaló áttekintése a mezozoós és idősebb összletek szénhidrogén prognózisa szempontjainak megfelelően. I. rész. SZKFI Geológiai Főosztály. [Review of Precambrian, Palaeozoic, Triassic, Jurassic, and Lower Cretaceous formations for hydrocarbon exploration. Part I. Department of Geology, Hydrocarbon Research Institute, Budapest. Manuscript]

GEIGER, J. (1988): Delta progradációs nagyciklusok az alföldi pannóniai (s.l.) medence feltöltődésében az üledékes kőzettest-morfológiai vizsgálatok alapján. (Megacycles of delta progradation in the Pannonian s. l. of the Great Pannonian Plain in the light of morphological studies of sedimentary rock bodies). — Földtani Közlöny 118, 219—238, Budapest. (In Hungarian with English abstract)

GEIGER, J. & SZEDERKÉNYI, T. (1984): An attempt for distinction of amphibolites based on statistical analysis of their bulk composition. — Acta Mineralogica et Petrologica 36/2, 155—170, Szeged.

HORVÁTH, F., DÖVÉNYI, P., SZALAY, Á. & ROYDEN, L.H. (1988): Subsidence, thermal, and maturation history of the Great Hungarian Plain. — American Association of Petroleum Geologists Memoir 45, 355—373, Tulsa.

M. TÓTH, T. (1991): Hidrotermális hatások a szeghalmi metamorfitokon. [Hydrothermal effects on crystalline rocks at Szeghalom.] Kézirat, JATE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, szakdolgozat, Szeged, [Diploma thesis, Department of Mineralogy, geochemistry, and petrology, University of Szeged] (In Hungarian)

MULLEN, E.D. (1983): MnO-TiO_2-P_2O_5: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implication for petrogenesis. — Earth and Planetary Science Letters 62, 53—62.

PARK, R.A. (1974): A multivariate analytical strategy for classifying paleoecoenvironments. — Mathematical Geology 6/4, 333—352.

PARKS, J.M. (1966): Cluster analysis applied to multivariate geologic problems. — Journal of Geology 74/2, 703—715, Chicago.

PEARCE, J.A., GORMAN, B.E. & BIRKETT, T.C. (1975): The TiO_2-K_2O-P_2O_5 diagram: a method for discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. — Earth and Planetary Science Letters 24, 419—426.

SZEDERKÉNYI, T. (1984a): Origin of amphibolites and metavolcanics of crystalline complexes of South Transdanubia, Hungary. — Acta Geologica Hungarica 26, 103—136, Budapest.

SZEDERKÉNYI, T. (1984b): Az Alföld kristályos aljzata és földtani kapcsolatai. [The crystalline basement of the Great Hungarian Plain and its geological connections.] Akadémiai doktori értekezés, MTA, Budapest. [Academic doctor thesis, Hungarian Academy of Sciences] (In Hungarian)

Földtani Közlöny 122/2—4, 265—286 (1992) Budapest

Új adatok a Kakukkhegy és szomszédsága (Dél-Hargita, Románia) geokronológiai értelmezéséhez

Contributions to the geochronology of Mt. Cucu volcano and the South Harghita (East Carpathians, Romania)

PÉCSKAY Zoltán, SZAKÁCS Sándor,
Ioan SEGHEDI és KARÁTSON Dávid[1]

(4 ábrával és 1 táblázattal)

Összefoglalás

A belső-kárpáti vulkáni vonulat végső szakaszát, a Dél-Hargitát — geomorfológiai és rétegtani adatok alapján — már az 1970-es években indult K/Ar-kormeghatározások előtt is az egész tűzhányólánc legfiatalabbjának tartották. Az újabb kormérések számos problémát tisztáztak (vö. RADULESCU et al., 1973; MICHAILOVA et al., 1983; PELTZ et al., 1987), ám mivel a hegység egyes tűzhányóépítményeit illetően az adatok meglehetősen foghíjasok voltak, mindmáig számos kronológiai kérdés maradt megválaszolatlanul.

Saját K/Ar-kormeghatározásainkkal egyrészt — módszertanilag is úttörő feladatként — a Dél-Hargita egyik legbonyolultabb felépítésű tűzhányóját, a Kakukkhegy vulkáni és eróziós fejlődéstörténetét kívántuk rekonstruálni. Vizsgálataink eredményeképpen kiderült, hogy a korábban egyszerű kráterkúposként leírt tűzhányó a valóságban egy kezdeti pajzsvulkán bonyolult szerkezetű, mintegy 2,2—2,8 millió évvel ezelőtt meredek vulkáni kúppá fejlődött példája. Csúcsi részét — a tűzhányótevékenység közbenső szakaszában — nem egy, hanem három kráter építette fel, s a mind differenciáltabb lávát felszínre hozó működés utoljára (a kráterperemekre, -oldalakra települt) meredek lávadómokban öltött testet. A ma geomorfológiailag egységes, hatalmas központi katlan tehát nem krátermaradvány; mint vizsgálataink kiderítették, nem más, mint a kráterek és a lávadómok eróziósan összenyílt vízgyűjtő udvara.

A Kakukkhegyre, illetve a vonulat még fiatalabb tagjaira kapott koradataink megerősítették, egyszersmind (közöttük a Kárpátokban valaha mért legkisebb K/Ar-korral) pontosították a vulkáni vonulat régóta feltételezett észak-déli fiatalodását. E fiatalodás elsősorban az egyes tűzhányók működésének befejezésére érvényes; a vulkánosságban ugyanakkor időbeli megszakadás valószínűsíthető. A tűzhányólánc korábban két nagy fázisra osztott tevékenysége pedig — geológiai, geomorfológiai és geokronológiai adatok egybevetésével — minden bizonnyal lényegében egységesnek tekinthető.

[1]PÉCSKAY Zoltán, MTA Atommagkutató Intézet (ATOMKI), 4001 Debrecen, Pf. 51.; SZAKÁCS Sándor, Ioan SEGHEDI, Institutul de Geologie si Geofizică, 78344 Bucureşti, str. Caransebeş 1, Románia; KARÁTSON Dávid, ELTE Természetföldrajzi Tanszék, 1083 Budapest, Ludovika tér 2.

A kézirat beérkezett: 1992. február 20.
Átdolgozva: 1992. november 10.

Abstract

On the basis of geomorphological and stratigraphical data, the southernmost segment of the Carpathian volcanic chain was considered as the youngest part well before the K/Ar datings hasve begun in the seventies. These datings set a lot of geological problems in a new light (cf. RADULESCU et al., 1973; MICHAILOVA et al., 1983; PELTZ et al., 1987), however, as the K/Ar age data were incomplete for most of the volcanic edifices, several other problems, concerning the time-space evolution of the distinct volcanic structures and the entire volcanic chain, remained unsolved.

Our K/Ar measurements, on the one hand, aimed at the reconstruction of the volcanic and erosional evolution of one of the most complex volcanic structure in the South Harghita, named Cucu. As it has turned out, this volcano, termed earlier as a simple cone with a single crater remnant, evolved from an initial shield volcano to a complex, steep-sided structure from about 2.8 to 2.2 my ago. Its upper part — in the middle of the volcanic activity — was built of three craters, and the final eruptions resulted in a number of high viscosity, differentiated lava domes, situated at the crater rims and the outer slopes. Thus, now geomorphologically a uniform basin, the central depression is not a single, eroded crater remnant; according to some gemorphological investigations, it may be an ordinary drainage basin of the erosionally coalesced crater remnants and lava domes.

The K/Ar ages for Cucu and those of the younger volcanic structures of the South Harghita confirm and, with the youngest age datum ever measured in the Carpathians among them, correct the age progression of the volcanic chain presumed for a long time. This age progression is valid mainly for the end of the activity of the five volcanic structures, whereas, in some places, shorter and longer interruptions in the volcanism are probable.

In addition to this, the two-compartment structural model, stated previously, seem to be replaced, according to geological, geomorphological and, above all, geochronological data, by a continuous and more or less uniform volcanic activity.

Key words: volcanology, Neogene, Quaternary, East Carpathians, geochronology, geomorphology

Bevezetés

Az eredeti vulkáni domborzatát többé-kevésbé épen megőrzött Dél-Hargita — amely a Csomádban a Kárpátok egyetlen zárt krátertavát rejti — a földtani kutatás szempontjából évszázados múltra tekint vissza. A megbízható koradatok hiánya azonban — a sokoldalú tudományos erőfeszítések dacára — mindezidáig jelentősen hátráltatta a hegység eruptív fejlődéstörténetének felvázolását. Ugyanakkor a területen dolgozó geológusok — geomorfológiai és rétegtani adatok alapján — már korábban arra a következtetésre jutottak, hogy a Dél-Hargita a Keleti-Kárpátok egész vulkáni vonulatának legfiatalabb tagja. Hiszen míg a vonulat Észak-Hargitához illeszkedő szakaszának nyugati peremén a legelső vulkanitok pannon üledékekkel fogazódnak össze (RADULESCU et al., 1973), addig a Dél-Hargita délnyugati peremvidékén a legkorábbi kitőrestermékek a Baróti-medence pliocénvégi üledékei közé települnek (PELTZ, 1971). A tűzhányólánc legvégén emelkedő Csomád egészen fiatal korára még a kevésbé avatott szemű megfigyelőknek is régtől fogva felhívta a figyelmét krátereinek épsége.

A Kelemen, Görgényi-havasok és Hargita alkotta vulkáni vonulat területéről — a hetvenes évektől indult radiometrikus kormeghatározások eredményeképpen — vizsgálataink elkezdésekor 24 K/Ar-koradat állt rendelkezésre (RADULESCU et al., 1973;

BAGDASARJAN 1972; CASTA 1980; MICHAILOVA et al.; 1983, PELTZ et al., 1987). A közülük a Dél-Hargita területére eső, viszonylag kis számú mérési adat időbeli megoszlás szempontjából két csoportba sorolható: a terület északi, a Lucs vulkáni szerkezetéhez tartozó részének kőzetei 5,13—4,14 millió, a legdélebbi, bükkszád-málnásiak pedig 2,42—0,85 millió év közöttiek.

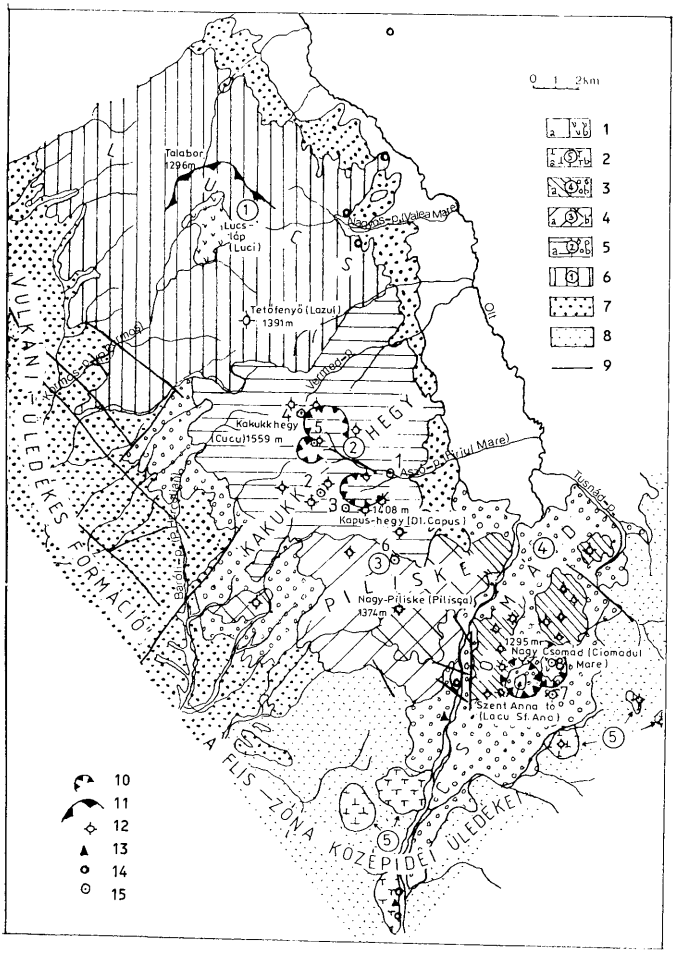
Saját K/Ar-kormeghatározásaink egyrészt a Dél-Hargita legkevésbé ismert, ám legmagasabb és legbonyolultabb vulkáni szerkezete: a Kakukkhegy vulkanológiai-geomorfológiai fejlődéstörténetének rekonstruálására irányultak; másrészt feladatul tűztük ki a korábban felvetett földtani problémák közül mindenekelőtt az öt nagy vulkáni szerkezet tér- és időbeli fejlődésének, egymáshoz való viszonyának tisztázását.

A Dél-Hargita földtani-felszínalaktani viszonyai

A Dél-Hargita a Keleti-Kárpátok nyugati — Erdélyi-medence felőli — szegélyét övező neogén-pleisztocén tűzhányólánc legdélebbi szakasza. A RADULESCU et al. (1964) által a Görgényi-havasokra kidolgozott, széles körben elfogadott elképzelés szerint — melyet azóta a Csomád kivételével az egész vulkáni vonulatra kiterjesztettek — a vulkáni nagyszerkezet két önálló, térben-időben egymásra épülő egységből áll. A feltevés szerint az alsó, ún. vulkáni üledékes formáció anyagát a vulkáni működés első, uralkodóan robbanásos tevékenysége hozta létre, majd e tűzhányólánc lepusztulása után — mint eróziós felszínre (a mai domborzatban a hegyláncot övező ún. vulkáni törmelékkőzet-fennsíkra) — rétegvulkánok főként effúzív működés során létrejött építményei települtek. Az e felfogásbe bele nem illő, mindinkább felgyülemlő megfigyelési adatok (vö. SCHREIBER, 1980, SZAKÁCS és SEGHEDI, 1991) azonban egy másik hipotézist kezdenek körvonalazni, miszerint a vulkáni üledékes formációt — tűzhányótevékenységük során — éppen a rétegvulkánok hozták létre maguk körül. A problémára, illetve az újfajta értelmezés jelentőségére saját eredményeink ismertetésekor még visszatérünk.

Északról délre haladva ugyanakkor — amint azt az utóbbi években végzett kutatásaink kimutatták (SEGHEDI et al., 1986, 1987; SEGHEDI és SZAKÁCS, 1991) — a Dél-Hargita vulkanizmusa a kőzettani-kőzetkémiai változás jellegzetes példája. A hegyvonulatot felépítő kőzetek ugyanis a Lucstól a Bükkszád-Málnás szerkezetig meglehetős szabályossággal egyre alkálibb — pontosabban egyre kálidúsabb — jegyeket viselnek, a típusos mészalkáli összetételt magas káliumtartalmú mészalkáli, majd shoshonitos összetétel váltja fel. Az öt nagy vulkáni szerkezet közül (1. ábra) a legészakabbra lévő Lucsot túlnyomórészt piroxénandezitek alkotják; tőle délre a Kakukkhegy olivintartalmú amfibolpiroxénandezittől amfibolbiotitdácitig terjedő kőzetekből épül fel. Az Olttól nyugatra emelkedő Piliskében az idősebb piroxénandezitre amfibolbiotitandezit és -dácit települ; ezek szemben, az Olt túlpartján magasodó Csomádban már a biotitamfiboldácitok uralkodnak. Végül a Piliskétől délre, lejjebb az Olt mentén szétszórtan elhelyezkedő ún. Bükkszád-Málnás terület kőzetei az alkálikőzetek felé átmenetet mutató shoshonitok, jelen esetben ásványi összetételükben — magmakeveredési okok folytán — egyensúlyhiányos (például olivint és kvarcot egyaránt tartalmazó) keveréktermékek.

A Dél-Hargita vulkáni szerkezeteinek eme északról délre megfigyelhető kőzettani-geokémiai különbségeit az egyes építmények eltérő vulkanológiája és geomorfológiája


0 1 2km
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
Talabor 1296m
Lucs-tó (Lucu)
Tetőfenyő (Lazul) 1391m
Kakukk hegy (Cucu) 1559 m
Kapus-hegy (Dl. Capus)
Nagy-Piliske (Pilisca) 1374m
1295 m
Nagy Csomád (Ciomadul Mare)
Szent Anna tó (Lacu Sf. Ana)
VULKÁNI ÜLEDÉKES FORMÁCIÓ
KÖZÉPIDEI ÜLEDÉKEK

tükrözi. Az egész tömegét és belső udvarát tekintve is legnagyobb, a Kárpátok valamennyi tűzhányója közül leglankásabb lejtőkkel határolt Lucs már-már pajzsvulkánszerű formáját hígan folyó, viszonylag bázisos andezitlávák hozták létre; központi, valószínűleg beszakadásos kalderájában éppen a csekély lejtés miatt jöhetett létre a szinte lefolyástalan Lucs-láp (KARÁTSON, 1992). A tanulmányunkban részletesebben is bemutatandó Kakukkhegy — bonyolult szerkezetű központi udvarával, az udvar peremére és a külső lejtőkre települt lávadómjaival — egy kezdeti, egyszerűbb pajzsvulkán összetett, meredek vulkáni kúppá fejlődött példája. Tőle délre a Piliske-tűzhányó központi részének elfedett, a mai domborzatban már nem felismerhető első építményét meredek lávadómok magasítják; a Bükkszád-Málnás vulkáni terület sajátos kőzetének java része pedig üledékkel fedett vagy abból kibúvó lávadómokban ölt testet. Végül az Olt szűk tusnádi áttörésével a hegyvonulattól leválasztott Csomád egy robbanásos, zömében piroklasztitból felépült ikerkráteres kúp; épen megőrződött, amúgy is tagolt domborzatát — főként északi és nyugati lejtőjén — apróbb-nagyobb parazitadómok, rövidebb lávafolyások élénkítik (SZAKÁCS és SEGHEDI, 1990).

A K/Ar-kormeghatározás

Módszerek

A Kakukkhegy, kisebbrészt a Piliske és a Csomád vulkáni építményeiből nyolc helyen begyűjtött kőzetmintákon (1. ábra) az MTA Atommagkutató Intézetében végeztünk kormeghatározást. A mintákat Ar-meghatározásra 0,3—0,5 mm-es részecskékre törtük, majd egy részét K-meghatározásra porítottuk. A K-tartalmat OE-85 típusu digitális lángfotométerrel, míg a radiogén Ar mennyiségét statikus üzemmódban működő tömegspektrométerrel, stabilizotóphígításos eljárással határoztuk meg. A K- és Ar-tartalom meghatározását a HDB1, LP6, GLO és Asia 1/65 nemzetközi standardokkal folyamatosan ellenőriztük. Atomi konstansokként a STEIGER & JAEGER (1977) által megadott értékeket vettük figyelembe. A kísérleti hibát 1σ szinten adtuk meg. A berendezések, az alkalmazott kalibrációs módszerek és eredmények leírását l. BALOGH publikációjában (1985).

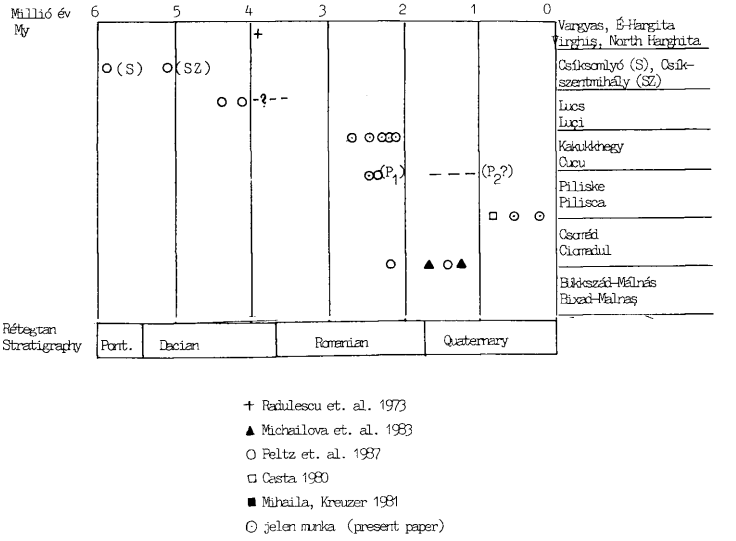
1.ábra. A Dél-Hargita vulkanológiai térképvázlata.
1: negyedidőszaki üledékek: a — alluvium, b — láp. **2:** Bükkszád- Málnás vulkáni szerkezet: a — extruzív mészalkáli lávadómok (5a), b — a Bükkszád-Málnás terület intruzív shoshonitos dómjai (5b). **3:** Csomád vulkáni szerkezet: a — láva (4a), b — piroklasztit (4b). **4:** Piliske vulkáni szerkezet: a — P1 lávafolyások (3a), b — P2 lávadómok (3b). **5:** Kakukkhegy vulkáni szerkezet: a — láva (2a), b — piroklasztit (2b). **6:** Lucs vulkáni szerkezet (1). **7:** vulkanoklasztitok, az ún. vulkáni- üledékes formáció. **8:** a flis-zóna középidei üledékei. **9:** törésvonal. **10:** kráternaradvány. **11:** valószínűsített beszakadásos kaldera. **12:** ismert kitörési központ (általában vulkáni kúp tetőszintje). K/Ar-kormeghatározások: **13:** MICHAILOVA et al. (1983), **14:** PELTZ et al. (1987), **15:** PÉCSKAY et al. (jelen munka).
Fig.1 Volcanological sketchmap of the South Harghita Mts.
1: Quaternary deposits: a — alluvia, b — marsh, swamp. 2: Bixad- Malnaş volcanic structure: a — calc-alkaline extrusive domes (5a), b — intrusive domes of shoshonitic rocks in the Bixad-Malnaş zone (5b). 3: Ciomadul volcanic structure: a — massive volcanics (4a), b — pyroclastics (4b). 4: Pilisca volcanic structure: a — P1 lava flows (3a), b — P2 lava domes (3b). 5: Cucu volcanic structure: a — massive volcanics (2a), b — pyroclastics (2b). 6: Luci-Lazu volcanic structure (1). 7: volcaniclastics, the so-called volcanic-sedimentary formation. 8: Mesozoic sedimentary deposits of the Flysch zone. 9: fault. 10: remnant of crater rim. 11: remnant of probable collapse caldera rim. 12: known eruption centre usually as the top level of a volcanic cone. K/Ar age determinations: 13: MICHAILOVA et al. (1983); 14: PELTZ et al. (1987); 15: PÉCSKAY et al. (this paper).

A mintavétel során minden esetben lávakőzetet gyűjtöttünk be, mégpedig — biztosítandó a minta homogenitását — legalább 3—5 kg-nyit. Makroszkóposan is, vékonycsiszolatban is ellenőriztük, hogy a kőzetminták ne tartalmazzanak mállási felszíneket és zárványokat. Az atmoszferikus Ar-szennyeződés mértékét csökkentendő, a mintákat 250—300 °C-on 12 órán át előmelegítettük, a molibdéntégelyt fél órán át maximális hőmérsékleten kigázosítottuk (így elkerültük a kigázosítórendszer üvegfalán korábban megkötődött Ar-ból származó, esetleges szennyeződést); a minták izzítására csak ezután került sor. A szennyeződés vagy más olyan hatás elkerülése végett, amely a kivont argon izotóparányát megváltoztatja, az azonos korú mintákat egymás után gázosítottuk ki.

Mindezen elővigyázatosságok segítségével csökkenteni tudtuk a kigázosító berendezés Ar-hátterét, aminek következtében kisebb lett az analitikai hiba.

Mérési eredmények

A Dél-Hargitából begyűjtött 8 kőzetminta ásványi összetételét, SiO2-, K- és Ar-tartalmát, valamint radiometrikus korát az 1. táblázatban, a kapott koradatokat a korábbiakkal összevetve a 2. ábrán tüntettük fel.



+ Radulescu et. al. 1973
▲ Michailova et. al. 1983
O Peltz et. al. 1987
□ Casta 1980
■ Mihaila, Kreuzer 1981
⊙ jelen munka (present paper)

2. ábra. A Dél-Hargita geokronológiája a K/Ar-koradatok tükrében.
Fig.2 Geochronology of the South Harghita in the light of K/Ar age data.
RADULESCU et al. (1973)
MICHAILOVA et al. (1980)
PELTZ et al. (1987)
CASTA (1980)
PÉCSKAY et al. (jelen munka — *this paper*)

A Kakukkhegy fejlődéstörténete a radiometrikus koradatok tükrében

Új koradataink — amint az az 1. táblázatból és a 2. ábrából kitűnik — teljes mértékben beleillenek a Dél-Hargita (és az egész Kelemen-Görgényi-Hargita vonulat) korábban közölt adatok alapján felállított geokronológiájába. A vonulat időbeli fejlődésének továbbgondolását a következőkben egyetlen, ám központi jelentőségű vulkáni építmény, a Kakukkhegy nézőpontjából célszerű kezdenünk. Hiszen egyfelől koradataink tükrében pontosított vulkáni-eróziós fejlődéstörténete példaként szolgálhat a többi vulkáni szerkezet problémáinak megoldására, másrészt — központi helyzeténél fogva — önmagában is utalhat szomszédjai időbeli evolúciójára.

A legmagasabb pontján 1558 méterig emelkedő, tagolt domborzatú Kakukkhegy építményének csúcsi részét 9 négyzetkilométer területű központi katlanja koronázza. Az egész tűzhányónak és különösképpen eme belső udvarának — korábbi kutatásaink alapján feltételezett — vulkáni és eróziós fejlődéstörténetét (SEGHEDI & SZAKÁCS, 1987; KARÁTSON, 1990, 1992) mindenekelőtt a vulkán kőzetein mért K/Ar-korok segíthettek megnyugtatóan tisztázni. Vegyük sorra, melyek voltak a tisztázandó problémák.

A Kakukkhegy kőzettípusainak a földtani térképezés alapján feltételezett — vulkanológiai térképen is ábrázolt — tér- és időbeli egymásutánisága, egyszersmind kőzettani evolúciója (SZAKÁCS & SEGHEDI, 1987) a következő képet mutatta. A legalsó, még kevéssé differenciálódott (összetételében az eredeti magmához leginkább hasonló), néhol olivintartalmú amfibolpiroxénandezitlávákon olyan lávakőzetek települnek — térbeli eloszlásukat tekintve meglehetősen egyenetlenül —, amelyek az amfibolon és piroxénen kívül biotitot is tartalmaznak. E három ásvány mennyiségi aránya szerint további négy andezittípust lehet elkülöníteni, amelyek lávafolyásokat, esetenként lávadómokat alkotnak. Legdifferenciáltabb termékük a tűzhányó udvarának északi peremén települt amfibolbiotitandezit és -dácit lávadómja. Mindezen kőzeteket egy differenciálódási (az eredeti magma eredeti összetételétől mindinkább és fokozatosan eltérő, mind SiO_2- és K_2O-dúsabb) sor tagjainak tartottuk (SEGHEDI et al., 1987) — és az említett sorrend szerint feltehetően egyre fiatalabbaknak. A legmagasabban elhelyezkedő, a kakukkhegy-csúcsi kitörési központból származó — a tűzhányó északi--északnyugati lejtőit befedő -, újfent bázisosabb összetételű lávát térbeli pozíciójánál fogva a legfiatalabbak egyikeként, egy rekurrens vulkáni tevékenység termékeként értelmeztük.

A központi katlan felépítését, kialakulását ugyanakkor fontos geomorfológiai problémaként tartottuk számon. A tűzhányó udvarának hosszúkás, inkább téglalap, mintsem körkörös peremét valamennyi korábbi tanulmány (pl. SZÉKELY, 1959, SCHREIBER, 1974, 1980) egyetlen eróziós kráter kiszélesedett maradványaként írta le. Ugyanígy szerepel valamennyi publikált földtani térképen is (SANDULESCU et al., 1968, SANDULESCU et al., 1973). E felfogással szemben — amelyet hagyományos rétegvulkán--képként egyébként szinte valamennyi keleti-kárpáti kitörésközpontra kiterjesztettek — összehasonlító morfometriai vizsgálatokkal arra következtettünk (KARÁTSON, 1990, 1992; KARÁTSON et al., 1992), hogy a központi katlan ma egységes pereme két nagyobb és egy kisebb, korábban különálló kráter erózióson összenyílt udvarát keretezi. Eszerint a mai katlan nem krátermaradvány; másodlagos formának tekinthető, amely a vulkán legnagyobb energiájú és legmélyebb erózióbázisú vízfolyása, ill. annak ágai által —

egymás felé néző peremükön — sorra átvágott több kráter közös, kimélyített vízgyűjtő udvara.

Az aszó-főinek, fekete-pusztainak és kapus-hegyinek elnevezett egykori kráterekre (KARÁTSON et al., 1992, 1. ábra) — ágas völgyhálózatuk, kerekded peremük lévén — már a területről készült űrfelvétel, ill. a fotoplanimetriás módszerrel javított topográfiai térkép is következtetni enged. Létüket további jellegzetes morfometriai jellemzőik (átmérőjük, kerületük, belső mélységük, völgysűrűségük, peremeik lejtésviszonyai, fővízfolyásuk esésgörbéje) és űrfelvételük elemzése mellett a peremeiken mért lávafolyások csapásiránya, valamint a belterületükön térképezett, egykor szubvulkáni helyzetű intrúziók (a már lepusztult neckek gyökerei) is alátámaszthatják (KARÁTSON et al., 1992). Ugyanakkor a kráterátvágás (-megnyílás) irányának morfometriai megfontolásai (például, hogy mindegyik átrészelt perem a legmélyebb erózióbázisú vízfolyás, a központi Aszó-patak felé nyílt meg), továbbá az a tény, hogy hiányzanak a beszakadás vagy robbanás létét alátámasztó perdöntő bizonyítékok (koncentrikus törés, jelentékenyebb vető, illetve piroklasztitok), egyaránt azt valószínűsítik, hogy a központi katlan alapvetően eróziós eredetű. (Hozzáteendő mindehhez, hogy a fővízfolyás, az Aszó-patak völgyének kijelölésében egy ÉNY—DK irányú törés is szerepet játszhatott (SEGHEDI et al., 1987; KARÁTSON et al., 1992))., Mindaonáltal a több kráterből és az ezeket bonyolító egyéb lávaöntő központokból származtatott — tehát a korábban egységesnek tartottól távol álló — központi udvar sokszínűségét, időbeli összetettségét csakis a K/Ar-koradatok igazolhatták egyértelműen.

A Kakukkhegy különböző lávatípusaiból gyűjtött kőzetminták —az említett módszertani megfontolások értelmében — kormeghatározásra rendkívül alkalmasnak bizonyultak. S minthogy ráadásul a vizsgált kőzetek esetében a többletargonból származó öregedés, illetve az argonveszteség által előidézett fiatalodás egyaránt nagy valószínűséggel kizárható, az analitikai korokat földtani koroknak tekinthetjük.

Mindezek figyelembe vételével, amint azt a kapott K/Ar-korok alátámasztják, az ásvány- és kőzettani vizsgálatokkal elkülönített andezittípusok valóban magmadifferenciálódási sorként és egyben időbeli evolúció tagjaiként értelmezhetők. A mind SiO_2- és biotitgazdagabb, illetve kálidúsabb kőzetek képződése a mélyen fekvő magmakamrában végbement frakcionális kristályosodási folyamatokra vezethető vissza (SEGHEDI et al., 1987). Megállapítható, hogy a vulkáni tevékenység első szakaszát a valamivel bázisosabb, ezért kevésbé meredek formákat létrehozó kráteres működés jellemezte, ezt pedig — minden bizonnyal több szakaszban — a kisebb kitörési központok egyre kevesebb, ám egyre sűrűbb anyagot szolgáltató lávaöntése követte. A K/Ar-koradatok tehát a működés tagolásával, mint látjuk, önmagukban is rácáfolnak az egységes kráter elképzelésére. Nyitott kérdés maradt egyelőre a kakukkhegy-csúcsi kitörésközpontból származó lávák besorolása. Miután a vulkáni szerkezet összetettsége helyenként más értelmezésnek is helyt adhat, e lávák csúcs-környéki helyzetükkel ellentétben esetleg idősebbek is lehetnek; további kronológiai vizsgálatukra van szükség.

A lávák tér- és időbeli egymásutániságának, kőzet- és ásványtani jellemzőiknek, valamint felszínre ömlésük pontos korának ismeretében megállapítható, hogy a Kakukkhegy építménye — egy egységes, 500—600 ezer évig tartó vulkáni fázisban — a tűzhányótevékenység két-három nagyobb kitöréssorozata során jöhetett létre. A tűzhányó felépülésének, majd lepusztulásának négy legfőbb valószínűsített állomását a 3. ábra makettjein mutatjuk be. Eszerint a Kakukkhegy kitörései mintegy 2,8 millió éve kezdődtek. A kezdeti, még kisebb SiO_2-tartalmú lávákat csakhamar savanyúbbak,

1. táblázat. Dél-hargitai kőzetminták vegyelemzése és K/Ar-koradatai
Table 1. Analytical results of volcanic rocks from the South Hargita, Romania.

Locality*	Mineral composition	SiO_2 (%)	Dated fraction	K (%)	$^{40}Ar_{rad}$ (%)	$^{40}Ar_{rad}$ (ccSTP/g)	K/Ar age (Ma)	Stratigraphy
1. Aszó-p. *(Valea Mare)* *(Aszó Valley)*	ampy±ol	59,70	teljes kőzet *whole rock*	1,39	39,3	$1.504 \cdot 1^{-7}$	2,77±0.13	romániai *Romanian*
2. Fenyős-tető *(Dealul Porcului)* *(Mt. Fenyős)*	ampybiq		teljes kőzet *whole rock*	2,62	58,3	$2{,}556 \cdot 10^{-7}$	2,51±0.10	romániai *Romanian*
3. Kapus-hegy *(Dealul Căpuș)* *(Mt. Kapus)*	ambipy	60,69	teljes kőzet *whole rock*	1,79	38,2	$1{,}626 \cdot 10^{-7}$	2,33±0,11	romániai *Romanian*
4. Az É-i kráterperemtől Ny-ra *(W of the northern crater remnant)*	ampy±bi	62,60	teljes kőzet *whole rock*	1,78	46,0	$1{,}609 \cdot 10^{-7}$	2,32±0,10	romániai *Romanian*
5. Az É-i és az ÉNy-i kráter közös peremén *(at the common rim of the N and NW crater remnants)*	ambi	63,60	teljes kőzet *whole rock*	1,97	46,7	$1{,}686 \cdot 10^{-7}$	2,20±0,10	romániai *Romanian*
6. Mitács *(Mitaci)* *(Mt. Mitács)*	py±ol±am	57,00	teljes kőzet *whole rock*	1,34	11,4	$1{,}336 \cdot 10^{-7}$	2,55±0,31	romániai *Romanian*
7. Köves-ponk (Kövesponk) (Mt. Köves Ponk)	ambi	66,87	biotit *biotite*	7,32	7,0	$1{,}598 \cdot 10^{-7}$	0,56±0,11	negyedidőszak *Quaternary*
8. Mohos-kráter *(Mohos crater)*	ambi		teljes kőzet *whole rock*	2,64	5,0 8,	$2{,}27 \cdot 10^{-8}$ $1{,}486 \cdot 10^{-8}$	221 ka 145 ka	negyedidőszak *Quaternary*

* No. 1—5: Kakukkhegy (Cucu) (Kakukkhegy volcanic structure)

sűrűbbek váltották fel, melyek két fő- és egy mellékkráterből ömölhettek (3a ábra). A néhány százezer évig tartó működést olyan, a kráterek peremére vagy külső lejtőire települt lávadómok feltornyosulása követte, amelyek méginkább differenciált, még nehezebben folyó magmából táplálkoztak. E lávaöntő központok megemelték, bonyolultabbá és meredekebbé tették a tűzhányó csúcsi részét, itt-ott elfedvén a lejtőket szabdaló, kialakulóban lévő eróziós pályákat (3b ábra). Az vulkáni működés végét az a hatalmas, a központi magmakamrát feltöltő, majd ott megszilárduló intrúzió jelentette, amely valószínűleg még több mint egymillió éven át hatékony hidrotermális folyamatokat tartott fenn. E folyamatok, amelyek erőteljesen mállasztották a felszín lávakőzeteit, a tűzhányó központi részének gyors lepusztulásához vezettek; ennek következtében az elsődleges formakincs rövidesen jelentősen módosult. A kezdeti, elsősorban hatékony felületi pusztulás után a vulkán központi részébe hátravágódó Aszó-patak és mellékágai átvágták a három kráter kiszéleseded, lealacsonyodott peremét (3c ábra), megnyitván belsejüket az így kialakult közös udvar felé. Az azóta régen beerdősült (3d ábra), de még mindig gyorsan pusztuló udvar fenekén immár a tűzhányó legidősebb kőzetei is feltárulnak. A tűzhányóudvar mai, az egykori krátereket (és többnyire a lávadómokat is) még sejtetni engedő domborzatát — háromdimenziós számítógépes képén — a 3. ábrán mutatjuk be.

A dél-hargitai vulkánosság befejeződésének geokronológiai vázlata

A kakukkhegyi andeziteken mért koradatok, összevetve a Csomád dácitjain mért K/Ar-korokkal (1. táblázat, 1. ábra), megerősítik a tűzhányótevékenység régóta gyanított — ám csak hézagosan bizonyított (RADULESCU et al., 1973; PELTZ et al., 1987) — fiatalodását. A tendencia a térség eddig ismert valamennyi koradatát összevetve (2. ábra) annak ellenére is világosan kiderül, hogy az adatok helyenként (főleg a Lucsot és a Piliskét tekintve) még mindig foghíjasoknak mondhatók.

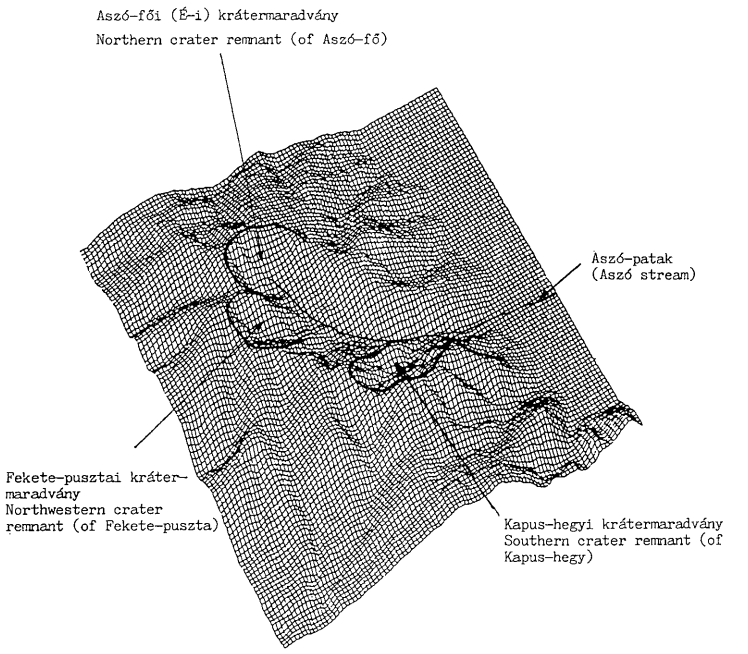
Kezdve a vonulat legidősebb tűzhányójával, a Lucsból — a vulkáni építmény széléből vett két minta alapján (PELTZ et al., 1987) — minden valószínűség szerint csak a legidősebb kitörések kora ismert (4,4—4,1 millió év), hozzátéve, hogy az 5,1 millió éves csíkszentkirályi minta (PELTZ et al. 1987) is a Lucsból származhat. A 4,4 millió éves piroxénandezitláva a tűzhányó első kitörésének terméke, míg a 4,1 millió éves amfibolpiroxéndácit egy későbbi (valószínűleg intruzív) dómképző fázist képvisel. A mindkettejüknél fiatalabbnak tartott, a Lucs-kaldera kialakulása után működött Tetőfenyő- (Lazu-) kitörésközpont kora egyelőre nem ismert. Mindenesetre annak igen csekély a valószínűsége, hogy működése időbeli fedésbe hozható a tőle délre emelkedő, lávaöntését legfeljebb három millió éve kezdő Kakukkhegyével. A Lucs-vulkán tevékenységét összességében sokkal inkább az észak-hargitai Vargyas-szerkezet végső kitöréseivel tarthatjuk egyidejűnek, hiszen az hozzá kőzettanilag-geokémiailag sokkal közelebb áll (SEGHEDI et al., 1987), és déli részének kis lejtőszögével morfológiai szempontból is jobban hasonlít rá (KARÁTSON, 1992). Ezért is tüntettük fel a Vargyas utolsó kitöréseinek egyetlen koradatát (RADULESCU et al., 1973). Mindez viszont azt is jelenti, hogy az Észak-Hargita és a Lucs működésének befejeződése, illetve a Dél-Hargita Kakukkheggyel kezdődő többi részének első kitörései között szünetelt a vulkáni tevékenység. Ugyanakkor a Kakukkhegy, a Piliske P1-gyel jelölt idősebb kőzetei

(alszerkezete) és a bükkszád-málnási terület működési fázisai között részleges időbeli átfedés mutatkozik (és fiatalodás csak az egyes vulkáni építmények tevékenységének elhalására igazolható). A radiometrikus koradatok tükrében a legfiatalabb tűzhányóépítmény, a Csomád vulkánosságáról feltételezhető, hogy kitörései dél-hargitai társaihoz képest újfent a tűzhányótevékenység rövid szünetelése után kezdődtek. A Piliske vulkáni építményének a Csomád dácitjaiéval megegyező összetételű, K/Ar-mószerrel még nem meghatározott felső része (P2) akár a Csomáddal is egykorú lehet. A tőle délre található bükkszád-málnási shoshonitok pedig a Piliske alszerkezetének (P1) bazalt-, piroxén- és piroxénamfibolandezitjeivel, a legfiatalabb kakukkhegyi andezitekkel, de legfeljebb a Csomád első dácitjaival egyidősek.

K/Ar-koradataink egyszersmind pontosabb képet festenek a vulkáni működés legutolsó megnyilvánulásának — már korábban negyedidőszakinak tartott — koráról is. E legfiatalabb kor behatárolása a radiometrikus méréseken alapuló geokronológiai vizsgálatok megkezdte óta mindig is különös hangsúlyt kapott (vö. PELTZ et al., 1987). A Csomád esetében csupán néhány százezer éves korokról lévén szó, e nehéz kísérleti feladat, mint említettük, igen körültekintő mintagyűjtést és -előkészítést igényelt. A Csomádból megmért két dácitminta közül az egyik az ikerkráter déli peremének egy kis lávafolyásából, a másik a Mohos-kráterből származik. Ez utóbbi mintán mértük a Hargita, egyben az egész kárpáti vulkáni vonulat legfiatalabb K/Ar-korát. Bizonyosságát tekintve azonban talán még fontosabbnak tartjuk azt a kort, amelyet a dácitlávából elválasztott biotiton határoztunk meg. Ez a $0,56 \pm 0,11$ millió év ugyanis az ásványi frakció tisztasága és magas káliumtartalma miatt tényleges földtani kornak tekinthető, hiszen a kísérleti tapasztalat szerint az ép biotitfrakción meghatározott analitikai kor megbízhatósága jóval nagyobb, mint a teljes kőzeten mért koradaté.

A vulkáni tevékenység szakaszosságának kérdése

A dél-hargitai vulkanizmus fiatalabb (1—3 millió évvel ezelőtti) működésére kapott koradataink jól egyeznek a peremvidék (pl. a Baróti-medence) bio- és litosztratigráfiai adatokon nyugvó besorolásával. A dél-hargitai vulkánosság termékeit rögzítő Baróti-medence üledéksorában a közbetelepült vulkanitok először az ún. márgás összletben (LITEANU et al., 1962) fordulnak elő (tufák, lapillitufák, breccsák, ritkán andezitlávák is). Ezt az összletet ősemlősök *(Archidiscodon meridionalis, Equus stenonis, Dicererorhinus etruscus, Anancus avernensis;* LITEANU et al. 1962) és ősnövények *(Cercidiphyllum crenatum, Carpinus betulus, Quercus kubinyii, Zelkova crenata* stb., VASILESCU és GIVULESCU, 1969; GIVULESCU és VASILESCU, 1970) maradványai alapján a villafrancai (a mai korbeosztás szerint romániai) emeletbe sorolták (LITEANU et al., 1962; VASILESCU és GIVULESCU 1969; GIVULESCU és VASILESCU, 1970; PELTZ et al., 1971), hasonlóan tehát az általunk kapott koradatokhoz. Ez a tény ugyanakkor a vulkáni működés folyamatosságának kérdéséhez is adalékul szolgálhat. Hiszen a korbeli egyezés — például a Kakukkhegy esetében — a teljes vulkáni építmény és a Baróti-medencét kitöltő (az ún. vulkáni-üledékes formációt képező) rétegsor körülbelüli egyidejűségét jelenti: a korábban említett, két külön fázisként besorolt vulkáni tevékenység (és ugyanúgy a hozzájuk rendelt vulkáni kőzetek) ennek megfelelően sokkal inkább egy egységes, mintsem két egymásra következő működéssel magyarázhatók.



4. ábra. A Kakukkhegy számítógépes domborzati képe DNY-ról. A három kráter közül (akárcsak pl. pl. a 3a ábrán) alul a kapus-hegyi, felül az aszó-fői, tőle balra pedig a fekete-pusztai mellékkráter látható. Jobb oldalt, DK-i irányban a vulkáni udvarból az Aszó-patak völgye vezet ki.

Fig. 4. Present relief of Cucu volcano in a computer image as viewed from SW. The Dealul Capuş crater remnant (as well as in Fig. 3a) is at the bottom, the other main crater remnant of Aszó-fő (Piriul Mare) and its adventive crater of Fekete-puszta are above. On the right, the outlet valley of Aszó-patak (Piriul Mare) can be seen.

A vulkáni tevékenység szakaszosságának egyik legfőbb geomorfológiai kérdését — a vulkáni törmelékkőzet-fennsík kialakulását — már jóval azelőtt felvetették (vö. SZÉKELY, 1959), hogy a két szerkezeti-vulkanológiai egység elmélete megfogalmazódott volna. A fennsík elsődlegesen lepusztulási formaként — akkortájt hangoztatott — besorolása csak tápot adhatott egy robbanásos első fázis (illetve az azt követő lepusztulás) feltételezéséhez. Ha ezzel szemben az aktív tűzhányóvidékeken ma is zajló piro- és epiklasztikus folyamatokra gondolunk (vö. CAS ÉS WRIGHT, 1987; FISHER és SMITH, 1991), a Hargitában a fennsíkot alkotó törmelékkőzetek egykor reliefkiegyenlítő települése nehézség nélkül megmagyarázhatja a hegységperem (azaz a fennsík) csekély

lejtőszögét. Mindenesetre ezt az újabb hipotézist csakis a peremvidéki vulkanoklasztitokból vett kőzetminták kormeghatározásával lehet majd bizonyítani.

Összefoglalás

A Dél-Hargita vulkáni tevékenységének befejeződésére kapott K/Ar-koradataink részben megerősítik, részben pontosítják azokat a megállapításokat, amelyeket a vulkánosság legfiatalabb korával kapcsolatban RADULESCU et al. (1973), BAGDASARJAN (1972), CASTA (1980), MICHAILOVA et al. (1983) és PELTZ et al. (1987) tettek.

Egy korábban egységes kráterkúposnak tartott tűzhányóról, a Kakukkhegyről vulkanológiai és geomorfológiai bizonyítékok segítségével egyértelműen igazolni tudtuk, hogy valójában bonyolult szerkezetű vulkáni építmény. A radiometikus koradatok tükrében ugyanakkor megkíséreltük lépésről lépésre rekonstruálni vulkáni és eróziós fejlődéstörténetét. Eszerint egy kezdeti, bazaltos andezitből felépült, kisebb szögű lejtők határolta pajzsvulkán — két-három, mind SiO_2-gazdagabb lávát öntő kitöréssorozat során — több kráterből és meredek lávadómokból álló építménnyé fejlődött; ez utóbbi formákat a vulkánosság megszűntét követő lepusztulásfolyamatok pedig idővel közös vízgyűjtő udvarba — a tűzhányó csúcsi részét képező katlanba — nyitották.

Túl ezen, a tűzhányóra kapott koradatok egy további fontos probléma tisztázásában is segítséget jelenthetnek. Úgy tűnik, alátámasztják azt a feltevést, amely az egész keleti-kárpáti tűzhányólánc folyamatos — nem pedig két fázisra oszló — működését tételezi fel.

A mintegy 2,8—2,2 millió éve működött Kakukkhegy a sorban csak negyedikként következik a tűzhányóláncot lezáró Csomád, illetve a bükkszád-málnási terület és a Piliske után. A kormeghatározás eredményei viszont e vulkáni szerkezetek tevékenysége között — legalábbis részleges — időbeli fedésre utalnak. Emellett pontosítják az egész vulkáni vonulat legfiatalabb tűzhányója, a Csomád működésének idejét is — az egész Kárpátokban eleddig mért legkisebb, 0,2—0,5 millió éves K/Ar-koradatokkal.

Köszönetnyilvánítás

1990-ben megkezdett közös kutatómunkánk folytatását, azt, hogy célul tűzhettük ki a vulkáni vonulat tervszerű, részletesebb és többoldalú kutatását, jelentős részben a Magyar és Román Tudományos Akadémiák között 1991-ben létrejött tudományos együttműködés tette lehetővé. Köszönettel tartozunk továbbá Szakáll Sándor mineralógusnak, aki rendelkezésünkre bocsátotta a Mohos-kráterből gyűjtött dácitmintáját.

Contributions to the geochronology of Mt. Cucu volcano and its neighbouring area, the South Harghita (East Carpathians)

Zoltán PÉCSKAY, Sándor SZAKÁCS,
Ioan SEGHEDI & Dávid KARÁTSON

Introduction

The South Harghita, preserving more or less an undestroyed volcanic relief (as seen most conspiciously in the Ciomadul Massif, hiding the only crater lake with an unbroken rim in the Carpathians), has been studied geologically for more than a century. Despite the scientific efforts, the outlining of the eruptive history of the Harghita and its volcanic structures has been highly retarded by the lack of reliable geochronological data. However, on the basis of geomorphological and stratigraphical data, it has been known for a long time that the South Harghita is the youngest part of the whole East Carpathian volcanic chain. According to the correlation between the paleontologically well dated sedimentary rocks and the interbedded volcaniclastics (see later), the age of the volcanic activity was determined as Upper Pliocene in the North Harghita to Lower Pleistocene in the South Harghita (VASILESCU et al., 1973; PELTZ 1971). A very young activity of the Ciomadul was suggested by its almost intact craters.

At the beginning of our studies, 24 K/Ar age data were available for the Calimani-Gurghiu-Harghita area — due to the age measurements carried out since the early seventies (RADULESCU et al., 1973; BAGDASARJAN et al.; 1972; CASTA 1980; MICHAILOVA et al., 1983; PELTZ et al., 1987). The relatively few data, referring to the South Harghita, can be grouped into two: the ages for the northernmost volcanic structure, Luci-Lazu are 5.13—4.14 ma, while those for Bixad-Malnas and the youngest one, Ciomadul, in the south, are 2.42—0.85 ma. Our K/Ar measurements were focused, on the one hand, to the reconstruction of the least known — but most difficult — volcanic structure, Mt. Cucu. On the other hand, we intended to resolve some geological problems raised by former studies; above all, to reconstruct the time-space relationship of the five great volcanic structures of the South Harghita Mts.

Geology and geomorphology of the South Harghita

The South Harghita is the southernmost segment of the Neogene-Pleistocene volcanic chain of the East Carpathians. According to the structural model of RADULESCU et al., (1964), elaborated for the Gurghiu Mts. (which, except Ciomadul, was extended to the entire volcanic chain), the basic structure consists of two compartments. The lower one, the so-called volcanic-sedimentary formation, was formed during a first stage, mainly explosive activity, whereas, after a time break, the upper one, consisting the present stratovolcanoes (as a result mainly of effusive activity) was unconformably built upon

the erosion surface of the former volcanics (termed as a volcanic plateau). However, considering recent observations taken by SCHREIBER (1980), SZAKÁCS & SEGHEDI (1991), an alternative hypothesis can be set up, according to which, the volcanic-sedimentary formation might have been formed almost concomitantly with the building up of the stratovolcanoes. Reviewing our results, we will discuss this problem and the implications of the new interpretation later.

As recent studies have pointed out (SEGHEDI et al., 1986, 1987; SEGHEDI & SZAKÁCS, 1991), the South Harghita represents an excellent example of petrochemical evolution. That is, from N to S, the rocks of the South Harghita can be characterized by a gradual K-enrichment: the typical calc-alkaline features are replaced by high-K calc-alkaline, then shoshonitic composition. Among the five main volcanic structures that build up the area (Fig. 1), Luci, situated far north, consists mostly of pyroxene andesites; south of it, the volcanics of Cucu vary from amphibole pyroxene andesite with olivine to amphibole biotite dacite. In Pilişca, west of Olt river, the older pyroxene andesite is covered by amphibole biotite andesite and dacite, while on the opposite side, in Ciomadul, biotite amphibole dacite prevails. Southward, the shoshonitic rocks of the Bixad-Malnas area, showing a transition to alkaline rock type, display a disequilibrium of the mineral assemblage (as they contain both olivine and quartz, due to magma-mixing processes (SEGHEDI & SZAKÁCS, 1991).

Changes in petrographical and petrochemical features of the South Harghita are well reflected in the volcanology and geomorphology of the volcanic edifices. Characterized by the gentlest slopes in the East Carpathians, the shape of Luci, resembling a shield volcano, can be explained by its readily flowing, low viscosity andesite lavas; these built up the hugest of the five structures, with the largest central depression, probably a collapse caldera; its gentle slopes might have enabled the formation of a famous peat-bog inside, called Lucs (Luci) (KARÁTSON, 1992). The highest volcano, Cucu, developed from an initial shield volcano to a steep-sloped cone, including a complex central depression, and, on its rim and outer slopes, more acid lava domes. The first stage edifice of Pilişca, which cannot be identified morphologically, was also hightened by steep-sloped lava domes. Intruding to flysch sediments or piercing them, the volcanic rocks of the Bixad-Malnas area form both cryptodomes and lava domes. Finally, the Ciomadul Massif, cut from its neighbours by Tuşnad pass in Olt valley, represents a well-preserved, twin-cratered pyroclastic cone, complicated — mainly on its northern slopes — by a number of superimposed parasitic domes and lava flows.

Methods of K/Ar dating

For eight rock samples of the South Harghita, conventional K/Ar age determinations were performed. The samples were crushed to 0,3—0,5 mm for Ar determination, then a part of this was selected and pulverized for K determination. K content of the rocks was measured with a digitalized flame photometer, whereas the radiogenic Ar was introduced into a mass spectrometer used in a static mode. K and Ar determinations were checked regularly by interlaboratory standards HD-B1, LP-6, GL-O and Asia 1/65. Atomic constants suggested by STEIGER & JAEGER (1977) were used for calculating age. The experimental errors were given at 1σ level. Details of the instruments, the applied methods and results of calibration have been described elsewhere (BALOGH, 1985).

The sample selection was restricted to outcrops with massive lavas. From all occurrences a sample of at least 3—5 kgs was collected in order to assure the homogenity of the rock. Each sample was checked macroscopically and by thin section investigation to be free of inclusions and weathering surfaces. Extra care has been taken to lower the amount of atmospheric contamination by baking out samples for 12 hours at 250—300 °C in the sample holder, outgassing the Mo crucible for half an hour at maximum temperature and thereby avoiding any contamination from Ar absorbed in the walls of the bottle during previous runs. The melting was carried out after these processes. To avoid any contamination or effects which would change the isotopic ratios of the extracted Ar, we carried out the extractions in a sequence of the samples of the same age.

Due to all these considerations, it was possible to decrease the Ar-background of the extraction line. This resulted, on the one hand, in the reduction of the degree of analytical error, and, on the other hand, we could avoid the mixing of the extranous Ar originating from the previous samples.

Evolution of Cucu volcano in the light of the K/Ar data

Analytical results, calculated ages, some petrographical features and the sample locations are given in Table 1. The K/Ar ages fit entirely to the geochronology of the East Carpathian volcanic chain (cf. Figs. 1, 2) set up on the basis of formerly published data. The time-space evolution of the volcanic chain may be elucidated best by its central structure, Cucu. On the one hand, the volcanic and erosion history of this volcano appears to be an example for the other structures as well, owing mainly to its central position.

The upper part of 1558 m high Cucu is dominated by its central depression of an area of 9 km^2. The volcanic and erosional evolution of the volcano, with particular respect to the central part (outlined by former research of SEGHEDI & SZAKÁCS, 1987; KARÁTSON, 1990, 1992) could be verified above all by K/Ar measurements.

First, let us summarize the time-space succession — petrographical evolution — of the different rocks of the edifice of Cucu, represented also on a modern volcanological map (SEGHEDI & SZAKÁCS, 1987). The lowest amphibole pyroxene andesite lavas of relatively basic composition, sometimes with olivine, are covered with lavas that, in addition to amphibole and pyroxene, contain biotite as well. According to the relative proportion of these, further four andesite types, forming lava flows or lava domes, were able to be distinguished. The most differentiated volcanic products are amphibole biotite andesites that form a lava dome at the northern rim of the central depression (SEGHEDI et al., 1987). All these rock types, presumably in the same chronological succession as described above, were considered as members of a differentation series. At the highest level, covering the northern-northwestern flanks of the volcano, the relatively basic lavas that originated from Cucu peak eruption centre were interpreted as those belonging to the youngest ones of a recurrent volcanic activity.

In addition to these problems, we considered the building-up and evolution of the central part of Cucu an important geomorphological question. The rim of the central depression, rather rectangular than circular in shape, was described by all former studies as a remnant of a single and erosionally enlargened crater (cf. SZÉKELY, 1959; SCHREIBER, 1974). Also, the geological maps refer to it in the same way (cf. SANDULESCU et al., 1968; SANDULESCU et al., 1973). In contradiction to this interpretation (extended to other East Carpathian eruption centres, too, as a conventional stratovolcano image), we concluded, using morphometrical investigations, that the

present depression was formed from three distinct craters during a newly interpreted erosional process (KARÁTSON, 1990, 1992; KARÁTSON et al., 1992). According to this, these craters, after being breached, might have formed an ordinary drainage basin that has been deepened to the present depression. Beyond the analysis of morphometrical characteristics (diameter and perimeter, inner depth, inner depth/diameter, inner valley lenght and density, slope angle value of the rim, interior stream profiles, drainage pattern) and Landsat images of the supposed three craters, named Aszó-fő (Pîriul Mare), Fekete-puszta, Kapus-hegy (Dealul Capuş), their existence is also supported by lava flow directions measured at the rims, and by intrusions (subvolcanic remnants of necks) mapped inside each crater. Morphometrical considerations about the direction of crater breaching (e.g. all of the breached rims face the stream of the lowest base level, namely the Pîriul Mare in the centre of the depression; KARÁTSON, 1990; KARÁTSON et al., 1992), without any evidences (e. g. concentric faults, pyroclastics) referring to collapse or explosion, make the erosional origin of the central depression probable (adding to this that a NW—SE trending fault in the central area might have played a role in preforming the direction of the actual main valley of Pîriul Mare; SEGHEDI et al., 1987, KARÁTSON et al., 1992). However, such an interpretation, assuming a much more complex volcanic edifice than described formerly, had to be confirmed by K/Ar geochronology as well.

According to our petrographical study, the dated samples, due to the methodology mentioned before, were excellently suitable for age determination. As the probability of the 'geological error' (the rejuvenation due to Ar loss or the higher age due to excess Ar) can be excluded, the K/Ar ages can be considered as real geological ages.

The K/Ar ages of the dated samples (Table 1, Fig. 2), collected from different lava types, are reliably consistent with the petrographical succession and its interpretation as a differentation series. The gradual SiO_2-, biotite- and K-enrichment can be explained by fractional crystallization processes in a deep-seated magma chamber (SEGHEDI et al., 1987). The first stage volcanic activity can be characterized by low viscosity lavas which were followed — during several stages — by activity of smaller eruption centres outpouring more viscous lavas. Thus, the K/Ar ages alone contradict to the 'single crater' hypothesis. (Without K/Ar ages, the problem of the Cucu peak lavas is still to be resolved since the complexity of the volcanic structure can give rise to alternative interpretation.)

Having a thorough knowledge of the time-space succession and petrochemical features of the lavas, we can verify that the edifice of Cucu was formed by two to three eruption stages during a volcanic evolution of about 500—600 thousand years. The four main probable steps of the building up and degradation of Cucu volcano are displayed on Fig. 4a—d.

The first eruptions began about 2.8 million years ago. The relatively low viscosity lavas were replaced soon by more viscous ones with higher SiO2 content — outpouring from two main craters and an adventive one (Fig. 4a). Then, for some hundred thousand years, much more viscous lava domes, situated at the crater rims and the outer slopes, erupted. These new centres not only complicated the volcanic relief, but partly covered the radial valleys under formation (Fig. 4b). Finally, a great intrusion in the common magma chamber (pointed out by geophysical methods) feeded a strong hydrothermal activity for more than one million years. This postvolcanic activity, weathering the surface lavas intensively, resulted in the fast degradation of the central

part of the volcano — that is, in changing the primary landforms. After the first period of the dominating areal erosion processes, the forming headward streams (Aszó-patak (Pîriul Mare) and its tributaries) breached the crater rims (Fig. 4c), opening them into an ordinary drainage basin. The gradually lowering and enlargening crater remnants, the flanks of which have been afforested meanwhile (Fig. 4d), now reveal the oldest rocks at their bottom, that is, in the centre of a caldera-like depression — in fact, in a secondary landform of crater remmnants and eroded lava domes. The view of the present relief, indicating the ancient primary landforms, is shown in a three-dimensional computer image (Fig. 4).

Geochronological sketch of the final activity of the South Harghita

Our K/Ar data, in addition, helped us to reconstruct the time-space evolution of the South Harghita more precisely. In Fig. 2, all K/Ar ages published till now are displayed. Despite the scarce and unevenly distributed data (most insufficient for the Luci and Pilişca), a progressively younger volcanism from Luci to Ciomadul is evident.

Beginning with the oldest volcano, Luci, two samples, collected from its marginal part (PELTZ et al., 1987), refer only to the beginning of the volcanic activity, and the Sîncraieni sample (5.1 my, PELTZ et al., 1987) probably also represents this stage. Even if the age of its youngest lavas will be determined, there is little probability of a synchroneity between Luci and, south of it, Cucu volcano. More probably, the eruptions of Luci seem to be chronologically nearer to those of Vîrghiş volcanic structure in the North Harghita (as inferred from petrochemical (SEGHEDI et al., 1987) and morphological (KARÁTSON, 1992) data as well). This means, however, a gap between the end of the volcanic activity of the North Harghita and Luci, and that of the other parts of the South Harghita, beginning with Cucu. On the other hand, between the volcanism of Cucu, the lower structure of Pilisca (P1 in Fig. 2, including Mitács (Mitaci), and the Bixad-Malnaş area, a partial synchronism can be detected (though the age progression can be verified only for the end of the volcanic activities). In the case of Ciomadul volcano, too, the volcanic activity could begin after a time gap. Ciomadul, and the upper structure of Pilişca (P2), having a similar petrochemical composition (i. e. biotite hornblende dacites), may be of the same age. Finally, the age of basalt, pyroxene and pyroxene amphibole andesites of Pilişca P1, and perhaps the oldest dacitic rocks of Ciomadul may be similar to that of the shoshonitic rocks of the Bixad-Malnaş area and the youngest lavas of Cucu.

On the other hand, our K/Ar data draw a more accurate picture about the end of the volcanism. Taking into account that the volcanic activity ceased only a few hundred thousand years ago, thorough and cautious sample collecting and preparing were needed. One of the two samples of Ciomadul originates from one of the small lava flows at the southwestern crater rim (of lake Sf. Ana), whereas the second sample was collected in the Mohoş crater. This second one gave the youngest K/Ar age of the Harghita and the entire Carpathian volcanic chain. However, from geological point of view, the age of the biotite separated from the Ciomadul dacite is of a greater importance. Due to the purity of the mineral fraction and to the fact that the obtained

ages on biotite fraction tend to have a better reliability than those obtained from whole rocks, its 0.56 ± 0.11 my age can be considered as a 'reference datum'.

The question of the periodicity of the volcanism

The K/Ar ages of the younger volcanic activity (1—3 my) fit well to the bio- and litostratigraphical geochronology of the border area, e. g. the Baraolt Basin. In this area, the interbedded volcaniclastics (tuffs, lapilli tuffs, breccias, rarely lavas) occur first in the so-called marl complex (LITEANU et al., 1962). This compartment, on the basis of mammal *(Archidiscodon meridionalis, Equus stenonis, Dicerorhinus etruscus, Anancus avernensis,* LITEANU et al., 1962) and plant *(Cercidiphyllum crenatum, Carpinus betulus, Quercus kubinyii, Zelkova crenata* etc., VASILESCU & GIVULESCU, 1969, GIVULESCU & VASILESCU, 1970) fossils, was dated as Villafranchian (recently Romanian) — similarly to our K/Ar age data. It has to be emphasized, however, that this similarity (e. g. in the case of Cucu volcano) refers to the synchronism between the volcanic edifice (dated by K/Ar method) and the sedimentary deposits (the 'volcanic-sedimentary formation') accumulated in the Baraolt Basin. Consequently, the rocks of the volcanic chain, grouped into two structural units (see above), seem to have formed simultaneously rather than successively.

The main geomorphological question of this problem, the origin of the volcaniclastic plateau was raised (cf. SZÉKELY, 1959) well before the theory of the two structural units was drawn up. Describing the plateau as an erosional landform, the hypothesis of the explosive first stage could be encouraged. However, considering the usual deposition of volcaniclastics that may level the relief (cf. the primary sedimentation and the erosional processes on volcanic areas worldwide, CAS & WRIGHT, 1988; FISHER & SMITH, 1991), the low slope angle of the plateau can be explained without any difficulties. Nevertheless, this hypothesis can be proved undoubtedly with K/Ar dating of rock samples collected from the volcaniclastics of the border area.

Conclusions

Our K/Ar ages for the final volcanic activity of the South Harghita confirm and improve the statements made by RADULESCU et al. (1973), BAGDASARJAN et al. (1980), CASTA (1980), MICHAILOVA et al. (1983), and PELTZ et al. (1987).

With the help of volcanological and geomorphological data, the complex structure of Cucu volcano, considered formerly as a single cone, could be reconstructed. In addition, in the light of the K/Ar data, we could try to establish, step by step, its volcanic and erosional evolution. According to this, an initial shield volcano, formed of basalt andesite, was getting more and more complicated by several craters and lava domes (of higher viscosity lavas) during two to three eruption stages. After the volcanic activity, the primary landforms, exposed to strong erosion and derasion, have been collected into an ordinary drainage basin now being the central depression of the volcano.

Beyond this image, our K/Ar data may help us to resolve the question of the volcanic periodicity. It seems that they argue for the synchronism rather than the age succession of the South Harghita volcanism.

Cucu volcano is the second one of the five edifices in the South Harghita volcanic chain. In the light of the K/Ar dating, their volcanic activities show some overlapping in time. In addition, the age data draw a much clearer picture of the final eruptions of the southernmost volcano, Ciomadul — with the youngest K/Ar ages (0.5—0.2 my) ever dated in the Carpathians.

Irodalom — References

BAGDASARJAN, G. P. (1972): Despre vîrsta absolută a unor roci eruptive si metamorfice din masivul Ditrău si Munţii Banatului din Romania. — Studii şi Cercetarii de Geologie, Geofizică, Geografie, serie geologie 17, 1, 13—21, Bucureşti.

BALOGH K. (1985): K/Ar dating of Neogene volcanic activity in Hungary: experiences and methods of chronological studies. ATOMKI report, D/1, 277—288, Debrecen.

CAS, R. A. F. & WRIGHT, J. V. (1987): Volcanic Successions — Modern and Ancient. Unwin Hyman, Boston, 528 p.

CASTA, L. (1980): Les formation quaternaires de la depression de Brasov (Roumanie). Doktori értekezés, Université d'Aix-Marseille II, 256 p.

FISHER, R. V. & SMITH, G. A. (1991): Volcanism, Tectonics and Sedimentation. Sedimentation in Volcanic Settings, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 45.

GIVULESCU, R. & VASILESCU, A. (1970): Date noi asupra florei pleistocene de la Doboşeni (Bazinul Baraolt). — Dări de Seamă Institutul de Geologie şi Geofizică LVI, 3, 55—60, Bucureşti.

KARÁTSON D. (1990): Kárpáti kalderák új értelmezése a morfometria tükrében. (A new interpretation for some Carpathian calderas in the light of morphometry.) — Földrajzi Közlemények, CXIV (XXXVIII), 3—4, 129—137, Budapest. (In Hungarian with English abstract)

KARÁTSON D. (1992): Kárpáti tűzhányók elsődleges formakincse és lepusztulásának mértéke az összehasonlító morfometria tükrében. [Primary landforms of Carpathian volcanoes and the degree of their degradation in the light of morphometry.] Doktori értekezés, ELTE Természetföldrajzi Tanszék, 139 p, Budapest. (Doctoral thesis, Department of Physical geography, Eötvös University)

KARÁTSON D., PÉCSKAY Z., SZAKÁCS S. & SEGHEDI, I. (1992): Kialudt tűzhányó a Hargitában: a Kakukkhegy. [An extinct volcano in the Harghita Mts.: Mt. Cucu] — Tudomány, 1992/1, 70—79, Budapest. (In Hungarian)

LITEANU, E., MIHAILA, N. & BANDRABUR, T. (1962): Contributii la studiul stratigrafiei Cuaternarului din bazinul mijlociu al Oltului (Bazinul Baraolt). — Academia R. P. R., Studii şi cercetări de Geologie VII, 34, 485—511, Bucureşti.

MICHAILOVA, N., GLEVASSKAYA, A., TSYKORA, V. & ROMANESCU, D. (1983): New paleomagnetic data for the Calimani, Gurghiu and Harghita volcanic mountains in the Rumanian Carpathians. — Anuarul Institului de geologie şi Geofizică LXIII, 101—111, Bucuresti.

MIHAILA, N. & KREUZER, H. (1981): Contributii la cunoasterea cronologiei vulcanitelor bazaltice din Perşani centrali si sudici. — Terra, 4, 37—43, Bucuresti.

PELTZ, S. (1971): Contributii la cunoasterea formatiunii vulcanogene-sedimentare Pleistocene din sudul munţilor Harghita şi nordestul Bazinului Baraolt. — Dări de Seamă Institutul de Geologie şi Geofizică LVII, 173—189, Bucureşti.

PELTZ, S., POPESCSU, I., STEFANESU, M., PATRULIUS, D., SEGHEDI, I., ŢICLEANU, N., MIHAILĂ, N., - PELTZ, M., STEFANESCU, M. & POPESCU, A. (1983): Geological map of Romania, 1:50 000, 79a (Chirui). Institutul de Geologie şi Geofizică, Bucuresti.

PELTZ, S., VAJDEA, E., BALOGH K. & PÉCSKAY Z. (1987): Contribution to the chronological study of the volcanic processes in the Călimani and Harghita Mountains (East Carpathians, Romania). — Dări de Seamă Institutul de Geologie şi Geofizică 72—73, 1, 323—338, Bucureşti.

RADULESCU, D., PELTZ, S. & STANCIU, C. (1973): Neogene volcanism in the East Carpathians (Calimani--Gurghiu-Harghita). Guide to excursion 2 AB, Symposium volcanism and metalogenesis, Bucharest.

RADULESCU, D., VASILESCU, A. & PELTZ, S. (1964): Contribuţii la cunoasterea structurii geologice a Muntilor Gurghiu. Anuarul Comitetului de Geologie XXXIII, 87—151.

SANDULESCU, M., BANDRABUR, T., VASILESCU, A. & PELTZ, S. (1973): Geological map of Romania, 1:50 000, 79b (Sînmartin), Institutul de Geologie şi Geofizică Bucureşti.

SANDULESCU, M., VASILESCU, A., POPESCU, A., MUREŞAN, M., ARGHIR, A., DRAGULESCU, A. & BANDRABUR, T. (1968): Geological map of Romania, 1:200 000, 20 (Odorhei). Institutul de Geologie şi Geofizică, Bucureşti.

SCHREIBER, W. E. (1974): Das Periglazialrelief des Harghita Gebirges. — Révue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie, Géographie 18/2, 179—188, Bucureşti.

SCHREIBER, W. E. (1980): Geomorfologie a munţilor Harghita. Doktori értekezés, Universitatea Cluj-Napoca, 180 p.

SEGHEDI, I., GRABARI, G., IANC, R., TANASESCU, A. & VAJDEA, E. (1986): Rb, Sr, Zr, Th, U, K distribution in the Neogene volcanics of the South Harghita Mountains. — Dări de Seamă Institutul de Geologie şi Geofizică 70—71/1, 453—473. Bucureşti.

SEGHEDI, I. & SZAKÁCS, A. (1987): Harta geologică a structuri vulcanice Cucu; Professional Report. Az Institutul de Geologie şi Geofiz. Archívuma, Bukarest.

SEGHEDI, I. & SZAKÁCS, A. (1991): Magma genesis and evolution in the East Carpathian Neogene Volcanic Chain (Rumania) as inferred from petrochemical data. — IUGG General Assembly, Abstracts Volume, Vienna.

SEGHEDI, I., SZAKÁCS, A., UDRESCU, C., STOIAN, M. & GRABARI, G. (1987): Trace elements geochemistry of the South Harghita volcanics (East Carpathians): calcalkaline and shoshonitic associations. — Dări de Seamă Institutul de Geologie şi Geofizică 72—73/1, 381—397, Bucureşti.

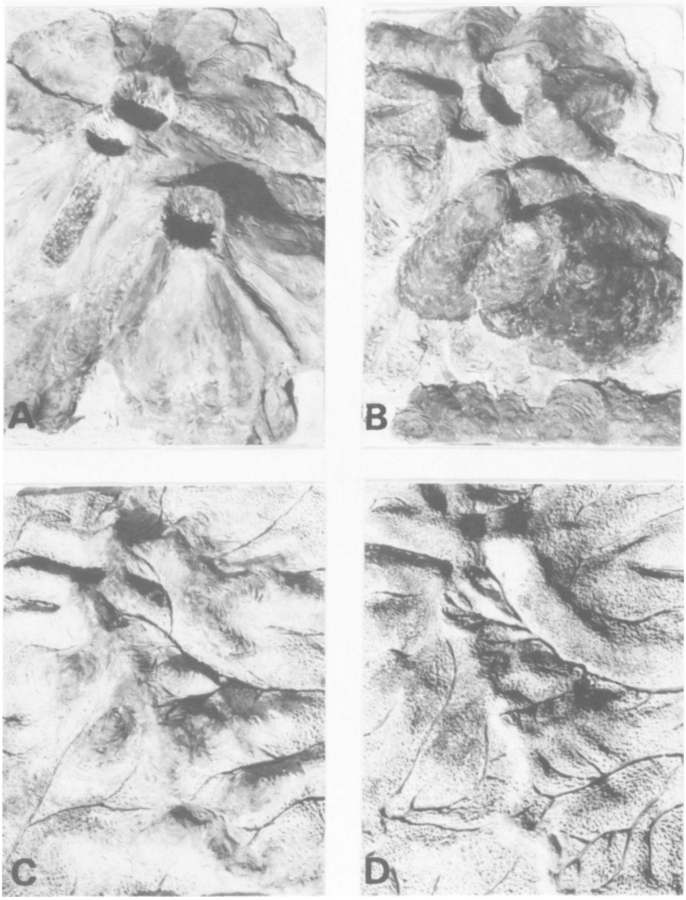
STEIGER, R.& JAEGER, E, (1977): Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. — Earth and Planetary Science Letters, 36.

SZAKÁCS, A. & SEGHEDI, I. (1990): Quaternary dacitic volcanism in the Ciomadul Massif (South Harghita Mts, East Carpathians, Romania). — International Volcanological Congress, Abstract Volume, Mainz.

SZAKÁCS, A. & SEGHEDI, I. (1991): [Geological mapping in the South Harghita.] Professional Report. Az Institutul de Geologie şi Geofizică Archívuma, Bukarest.

SZÉKELY A. (1959): Az erdélyi vulkanikus hegységek geomorfológiai problémái. Földrajzi Közlemények 3—4, 235—263, Budapest.

VASILESCU, A. & GIVULESCU, R. (1969): Contributii la cunoasterea geologiei bazinului Baraolt. — Dări de Seamă Institutul de Geologie şi Geofizică LIV, 3, 283—293, Bucureşti.



4. ábra. A Kakukkhegy vulkáni és eróziós fejlődéstörténetének legfőbb állomásai. Makett. Az először még hígabb lávából felépült kráterek (a) utóbb lávadómok magasították (b); az erózió ezeket közös vízgyűjtőbe nyitotta (c), amely a mai vulkáni udvarrá mélyült (d).

Fig.3 Main steps of the volcanic and erosional evolution of Cucu volcanic structure. Maquette. The crater, built up of the first, readily flowing lavas (a) was heightened by lava domes (b) later; erosion opened them into an ordinary drainage basin (c) which has been deepened into a the present depression (d).

Földtani Közlöny 122/2—4, 287—294 (1992) Budapest

Magyarország új ásványai I. Pszeudobrookit és harmotom a Mátrából

New minerals of Hungary I. Pseudobrookite and harmotome from Mátra Mts.

SZAKÁLL Sándor[1]

(2 ábrával, 2 táblázattal és 2 fényképtáblával)

Összefoglalás

A mátrai andezitfeltárások anyagának vizsgálata során hazánkból még — fennőtt kristályok alakjában — ismeretlen két ásvány került elő. A pszeudobrookit a hólyagos andezit üregeiben „pneumatolitos" körülmények között képződött 1—2 mm-es, táblás kristályokban jelenik meg. A harmotom az andezit repedéseiben epitermás kiválásként szokatlan, nyúlt oszlopos kristályok formájában található, legtöbbször kalcedon kérgeken fennőve. Az ásványok morfológiai jellemzése mellett bemutatjuk mindkét előfordulás ásványtársulását és genetikai viszonyait.

Abstract

Euhedral crystals of two minerals, formerly unknown in Hungary, have been found in the Miocene andesite of Mátra Mts. Tabular crystals of pseudobrookite, 1—2 mm in diameter, have been formed under „pneumatolytic" conditions in the cavities of vesicular andesite. Elongated, columnar crystals of harmotome — unusual as epithermal precipitate in fissures of the andesite — are overgrown on chalcedony crusts. Morphology of the crystals, associated minerals and origin are discussed.

Bevezetés

A mátrai bádeni (középső-miocén) andezit repedéseiben, hólyagüregeiben előforduló ásványokkal — a feltárásokhoz képest — viszonylag kevés munka foglalkozott. MEZŐSI (1961) zeolitásványokat ismertetett a Nyugati- és Közép-Mátrából, NAGY (1967) karbonátásványokat írt le a recski Csákány-kő kőfejtőjéből. A hólyagos andezit üregkitöltő ásványaival érintőlegesen VARGA és munkatársai (1975) foglalkoztak. JÁNOSSY et al. (1975) zeolitokban gazdag paragenezist mutatott be a Közép-Mátrából,

[1]SZAKÁLL Sándor, Herman Ottó Múzeum Ásványtára, 3525 Miskolc, Kossuth L. u. 13.

A kézirat beérkezett: 1991. április 19.
Átdolgozva: 1992. május 4.

illetve röviden ismertette a kisnánai kőfejtő ásványait. Végül SZAKÁLL (1989) egy sor feltárás üregkitöltő ásványait tárgyalta. Ez utóbbi tanulmány már megemlítette a mátrai harmotom és pszeudobrookit előfordulását is, de néhány műszeres vizsgálattal kiegészítve a téma érdemesnek mutatkozik a külön bemutatásra is.

Pszeudobrookit Mátrakeresztesről (Pásztó)

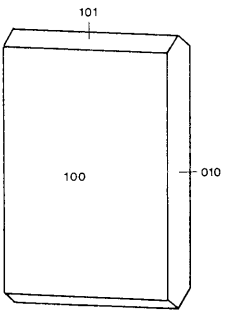
A Nyugati-Mátrában (a közigazgatásilag Pásztóhoz tartozó) Mátrakeresztestől délre, a Szalajka-tető mellett, az erdészeti út bevágásával feltárt hólyagos és mandulaköves andezit üregei több cm-es átmérőt is elérhetnek. A hólyag- és mandulaüregek érdekes ásványtársulást rejtenek magukban.

A térség hólyagos andezitjének fennőtt ásványait érintőlegesen tárgyaló VARGA és társai (1975) a következő ásványokat figyelték meg a hólyagüregekben: hematit, limonit, kalcedon, kalcit, sziderit és agyagásvány.

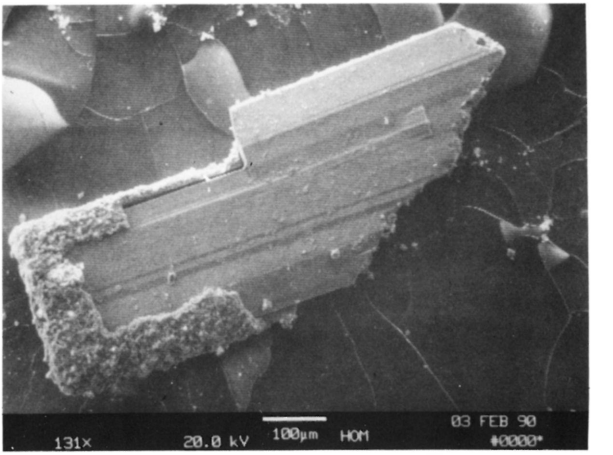
Vizsgálataink során a fent említett feltárásban a következő paragenezist találtuk: igen elterjedt az üregek falán a biotit. Hatszöges, vékonytáblás kristályait a {001}, {110}, {010} formák határolják.

Ritkább a táblás, milliméteres fekete kristályokban előforduló hematit. Ezen a következő formákat ismertük fel: {0001}, {10$\bar{1}$1} és {22$\bar{4}$3}. Az EDAX-elemzés a kristályokban jelentős titánbeépülést mutat: a Fe:Ti arány a 8:1 és 4:1 között változik.

Ritkán észleltük a pszeudobrookit fekete vagy sötétbarna táblás kristályait; az ásványnak ez az első hazai, fennőtt kristályos előfordulása. Akcesszórikus kőzetelegyrészként VÖRÖS (1967) említette a balatonfelvidéki Gulács bazaltjából, és T. GECSE (1982) a bicske-nagyegyházi bauxittelepből, de a két tanulmány pszeudobrookitra vonatkozó közlései adatokkal alig alátámasztottak.



1. ábra. A pásztó-mátrakeresztesi pszeudobrookit kristályformái
Fig. 1. Crystal forms of the pseudobrookite from Pásztó-Mátrakeresztes (Mátra Mts, Hungary)



2. ábra. Pszeudobrookit táblás kristálya, Pásztó-Mátrakeresztes (pásztázó elektronmikroszkópos felvétel).
Fig. 2. Pseudobrookite, tabular crystal from Pásztó-Mátrakeresztes (scanning electron micrograph).

A mátrakeresztesi pszeudobrookit kristályai (100) sz. vékony-, ill. vastagtáblásak (2—3. ábra). A rajtuk felismerhető formák: {100}, {101}, {010}, {210} (1. ábra). Jellemző az {100} lapokon megjelenő sűrű rostozás, mely vicinális lapok megjelenéséből adódik. A kristályok legtöbbször az {100} lapjukkal fekszenek az üregek falán.

DOBOSI (MTA Geokémiai Kutatólaboratórium) kvantitatív mikroszonda-elemzése (I. táblázat) alapján a pszeudobrookit képlete:

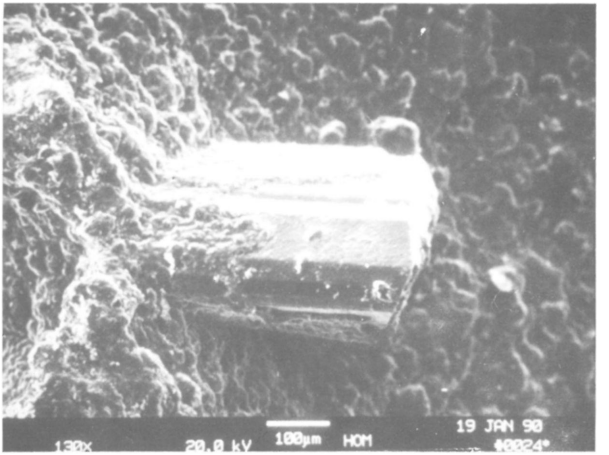
$$Fe_{1,67}Mg_{0,13}Ti_{1,18}O_5$$

Figyelemre méltó a Mg beépülése a szerkezetbe.

A „pneumatolitos" eredetű paragenezist az üregek egy részében alacsonyabb hőmérsékleten, epitermásan képződött ásványok (kvarc, kalcit, opál, goethit, Mn-oxidok, dolomit, montmorillonit) fedik be. Ezeket bővebben SZAKÁLL (1989) ismertette.

Érdemes összevetni e paragenezist más kárpát-medencei példákkal. Mint közismert, a pszeudobrookitot KOCH (1878a, 1878b) fedezte fel Erdélyben, az Erdélyi-érchegység (Munţii Metaliferi, Románia) déli szegélyén fekvő Arany (Uroiu) község melletti Aranyi-hegyen (Măgura Uroiu). Itteni kísérőásványai közül említésre méltó a hipersztén, hematit, tridimit, anatáz, apatit, titanit és anortit. Másik erdélyi lelőhelyét, a Hargitában (Harghita) fekvő Sepsibükszádot (Bixad) HERRMANN (1950) ismertette. Az ottani paragenezis már jóval szegényebb, uralkodóan tridimit és hematit jellemzi.

Szlovákiából az eperjesi-hegységi (Slanské vrchy) Vehéc (Vechec) kőfejtőjéből PAULIŠ (1975) írt le pszeudobrookitot, ahol — többek között — tridimit és cristobalit a kísérője.



3. ábra. Pszeudobrookit kristály a kőzetüreg falán, Pásztó-Mátrakeresztes (pásztázó elektronmikroszkópos felvétel).
Fig. 3. Pseudobrookite crystal on the wall of a cavity, Pásztó-Mátrakeresztes (scanning electron micrograph).

I. táblázat — *Table I*
A pásztó-mátrakeresztesi pszeudobrookit vegyi összetétele
Chemical composition of pseudobrookite from Pásztó-Mátrakeresztes (Mátra Mts, Hungary)

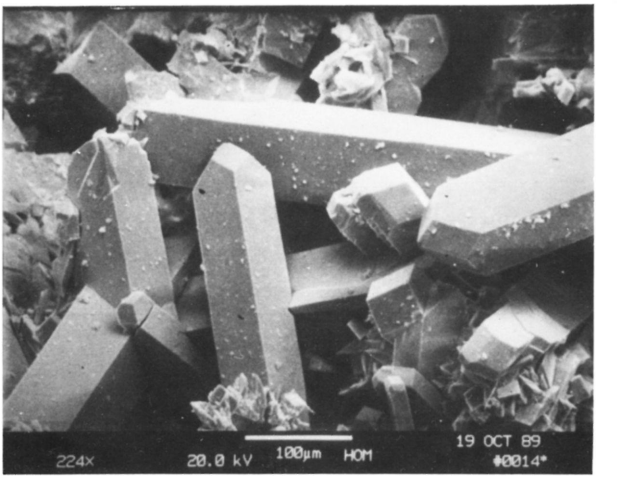
a		b	
TiO_2	39.82	Ti	1.181
Fe_2O_3	56.28	Fe^{3+}	1.672
MgO	2.13	Mg	0.125
MnO	0.12	Mn	0.004
Σ	98.35	Σ	2.982

a: Négy mikroszonda-elemzés átlaga oxidos alakra átszámolva. (20 kV, 36 µA, ZAF korrekció; standardok: hematit (Fe), rutil (Ti), magneziokromit (Mg), spessartin (Mn).) Elemző: DOBOSI G., MTA Geokémiai Kutatólaboratórium.

b: Ionszámok 5 oxigénre számolva.

a: Average of four microprobe analyses recalculated to oxides. (20 kV, 36 µA, ZAF correction; standards: hematite (Fe), rutile (Ti), magnesiochromite (Mg), spessartite (Mn).) Analysed by G. DOBOSI, Geochemical Research Laboratory of the Hungarian Academy of Sciences.

b: Ion numbers calculated for 5 oxygen ions.



4. ábra. Harmotom oszlopos kristályai, Bátonyterenye-Nagybátony (pásztázó elektronmikroszkópos felvétel). KOVÁCS Árpád (Miskolci Egyetem Fémtani Tanszék) felvételei.
Fig. 4. Harmotome, columnar crystals, Bátonyterenye-Nagybátony (scanning electron micrograph). Photos by Á. KOVÁCS (Miskolc University, Department of Metallography)

E lelőhelyekkel szemben figyelemre méltó Mátrakeresztesen a tridimit hiánya. Azt találtuk, hogy nemcsak ebben a feltárásban, de az egész Északi- és Nyugati-Mátrában nagy ritkaság a tridimit, ellentétben például a Keleti-Mátrával, ahol ez a hólyagüregek egyik fontos uralkodó ásványa.

Harmotom Nagybátonyból (Bátonyterenye)

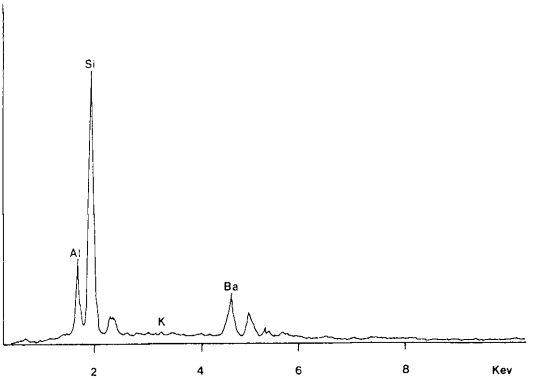
Az Északi-Mátrában a Mátraszentlászlótól 1 km-re északra lévő (de közigazgatásilag Bátonyterenye-Nagybátonyhoz tartozó) Szántás-hegy mellett, erdészeti út építéséhez használt időszakos andezitfejtőben talált ásványparagenezis érdekességét a harmotom megjelenése adja.

Az üde tömött kőzet repedéseiben a kvarc néhány mm-es zömök, lapokban szegény kristályok, illetve kalcedon kérgek formájában jelenik meg.

A barit néhány ponton gyakori, általában azonban nyoma sincs. A 2—3 cm-t is elérő táblás kristályokat mindössze a {001} és {110} formák határolják.

A kalcit romboéderes habitusú kristályai ritkák.

A feltárás néhány négyzetméteres foltján találtuk a színtelen vagy néha tejfehér, 1—3 mm-es, oszlopos kristályokban megjelenő harmotomot. Ennek a viszonylag ritka zeolitnak ez az első hiteles hazai előfordulása. A röntgendiffraktogram (II. táblázat), a kvalitatív mikroszonda-elemzés és a morfológia együttesen bizonyítja a meghatározást.



5. ábra. A bátonyterenye-nagybátonyi harmotom energiadiszperzív röntgenspektruma
Fig. 5. Energy dispersive X-ray spectrum of harmotome from Bátonyterenye-Nagybátony (Mátra Mts, Hungary)

Az EDAX-elemzés szerint a mátrai harmotom lényegében csak báriumot tartalmaz az alkálifémek közül, káliumot csak minimális arányban, míg kalciumot és nátriumot — mely kationok kis mennyiségben némely harmotomban megtalálhatók — egyáltalán nem mutatott ki a vizsgálat.

A mikroszkópi megfigyelések szerint a kristályok mind pszeudotetragonális ikrek, az egyedeket a {001}, {010} és {110} formák határolják. Sajátos a nyúlt, oszlopos kifejlődés (4. ábra), a harmotom ugyanis szinte mindig zömök oszlopos kristályokban jelenik meg. A kristályok vagy külön-külön, vagy sugaras halmazt alkotva nőttek az üreg falára, szinte mindig kalcedon kérgekre települve.

A harmotom andezitben való megjelenése nem mondható gyakorinak, a szakirodalom szerint (GOTTARDI és GALLI, 1985) a legtöbb lelőhelyen bázisos vulkanitokból ismert.

Az ásványtársulás tagjai még: heulandit, szeladonit, hematit és egy meghatározatlan Mn-oxid.

A harmotomnak a Kárpát-medencében öt további előfordulását ismerjük: az Eperjesi-hegységből (Slánské vrchy, Szlovákia), Vehéc (Vechec) mellett az 5 mm-t is elérő kristályokat kabazit és pirit kíséri, míg Felsősebes (Vyšná Šebastová) andezitjében és dioritporfiritjében egy igen gazdag ásványtársulás ritkán megjelenő tagja (ĎUD'A et al., 1981). Kárpátalján Benéről (Dobroszelje), andezit és andezittufa üregeiből írták le (LAZARENKO et al., 1963), ahol kalcedon, nátrolit, barit a kísérőásványai. Kristályait itt is nyúlt oszloposnak említik, nagyságuk eléri a 4 mm-t. Ez a paragenezis nagyon hasonló a bátonyterenyei előforduláséhoz. Végül Erdélyből az Erdélyi-érchegységből (Vorca (Vorţa) és Furksora (Furcşoara) lelőhelyeken találták meg mezozoós ofiolitok repedéseiben (CIOFLICA et al., 1985).

II. táblázat — *Table II*
A bátonyterenye-nagybátonyi harmotom röntgendiffraktométeres felvétele
X-ray powder diffractogram of harmotome from Bátonyterenye-Nagybátony

Harmotom Bátonyterenye		Harmotom JCPDS, 20-468 i	
d(Å)	int	d(Å)	int
8,11	37	8,10	40
7,17	82	7,16	50
6,39	65	6,38	100
5,04	24	5,03	40
4,26	13*	4,30	40
4,08	60	4,08	60
3,89	21	3,90	30
3,46	18	3,47	10
3,24	60	3,24	60
		3,20	10
3,17	100	3,17	60
3,11	76	3,13	80
3,08	28	3,08	40
2,91	23	2,92	20
2,848	11	2,847	20
2,751	21	2,751	20
2,733	44	2,730	60
2,698	53	2,698	60
2,664	73	2,670	70
2,635	27	2,630	20
2,520	34	2,527	20
2,458	10*	2,470	10
2,376	18	2,374	20
2,324	32	2,315	20
2,145	15	2,148	20
2,052	23	2,058	20
		1,953	10
1,712	21	1,713	20

A *-gal jelzett intenzitásértékekhez az átfedő kvarc is hozzájárult.
A röntgendiffraktogram az ELTE Ásványtani tanszékén készült, kiértékelte: SZABÓ Endre T.
*Intensity values marked by * are partly due to quartz.*
X-ray diffractogram was made on the Dept. of Mineralogy, Eötvös Loránd University, Budapest; evaluated by T.E. SZABÓ.

Köszönetnyilvánítás

Köszönöm Kovács Árpádnak (Miskolci Egyetem, Fémtani Tanszék) a pásztázó elektronmikroszkópos felvételek és a kvalitatív mikroszonda-elemzés elkészítését, Dobosi Gábornak (MTA Geokémiai Kutatólaboratórium) a pszeudobrookit kvantitatív mikroszonda-elemzését, és Jánosi Melindának (ELTE Kőzettan—Geokémiai Tanszék) a harmotom röntgendiffraktogramjának elkészítését. Úgyszintén köszönöm a gyöngyösi Mátra Múzeum kutatóinak a mátrai gyűjtésekhez nyújtott segítségét.

Irodalom — References

CIOFLICA, G., MATEI, L., ANASTASIU, N., LUPULESCU, M., MĂLDĂRESCU, I., POPESCU, Gh. C., ŞECLĂMAN, M. & PETRESCU, L. (1985): Mineralogical investigation of zeolites related to Mesozoic magmatites in the Varta-Furcşoara region (Southern Apuseni Mountains). — Révue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie, Géologie 29, 19—33, Bucureşti.

ĎUD'A, R., ČERNÝ, P., KALIČIAK, M., KALIČIAKOVÁ, E., TŐZSÉR, J., ULRYCH, J. & VESELOVSKÝ, F. (1981): Mineralógia severnej časti Slanských vrchov (Mineralogy of the Slanské vrchy Mts. northern part (Eastern Slovakia). — Mineralia Slovaca Monografia 2, 99 p., Alfa, Bratislava. (In Slovakian with English summary)

GOTTARDI, G. & GALLI, E. (1985): Natural Zeolites. Springer, Berlin, 409 p.

HERRMANN M. (1950): Pszeudobrookitos andezit Bicsadról (Sepsibükszád). (Pseudobrookithaltiger Andesit von Bicsad (Sepsibükszád)) — Földtani Közlöny 80, 381—389, Budapest. (In Hungarian and German)

JÁNOSSY A., OLASZI V. & VÁRHEGYI Gy. (1987): Új zeolit-előfordulások Magyarországon. [New zeolite occurrences in Hungary.] *In* HLAVAY J., PATAKI K. & KOVÁCS Gy. I. (szerk.): Hazai természetes zeolitok kutatása és felhasználása II. Veszprémi Akadémiai Bizottság (VEAB), Veszprém, 9—25. (In Hungarian).

KOCH A. (1878a): Az aranyi hegy kőzete és ásványai s ezek között két uj faj [The rock and the minerals of the mount at Arany with two new species.] — Mathematikai és Természettudományi Közlemények 15/2, 23—58, Budapest (In Hungarian)

KOCH A (1878b): Neue Mineralien aus dem Andesit des Aranyer Berges in Siebenbürgen. — Tschermak's Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, Neue Folge 1, 331—361.

LAZARENKO et al. (1963): ЛАЗАРЕНКО, ЕК., ЛАЗАРЕНКО, ЗА., БАРИШНИКОВ, ЗК. & МАЛИГИНА, ОА. (1963): Минералогия Закарпатя. Изд. Львовского Университета, 614 p.

MEZŐSI J. (1961): Zeolite occurrence in the Mátra Mountains. — Acta Mineralogica Petrographica 14, 67—74, Szeged.

NAGY B. (1967): A csákánykői kőfejtő andezitjeinek üregkitöltő ásványai (Cavity filling minerals in the andesite of a quarry at Csákánykő, Mátra Mts, Hungary.) — A Magyar Állami Földtani Intézet Jelentése az 1965. évről, 341—343, Budapest (In Hungarian with English and Russian abstract)

SZAKÁLL S. (1989): Adatok a Mátra ásványainak ismeretéhez I. (On Minerals of the Mátra Mts. I.) — Folia Historico-naturalia Musei Matraensis 14, 9—30, Gyöngyös. (In Hungarian with English abstract)

PAULIŠ, P. (1975): O některých nových nalezištích nerostů na východním Slovensku [On some new mineral localities in eastern Slovakia.] — Časopis pro Mineralogii a Geologii 20, 102—103, Praha. (In Czech)

T. GECSE É. (1982): A nagyegyházi bauxittelep mikromineralógiai vizsgálata. (Micromineralogical study of the Nagyegyháza bauxite deposit). — A Magyar Állami Földtani Intézet Jelentése az 1980. évről, 435—448, Budapest. (In Hungarian with English abstract)

VARGA Gy., CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E. & FÉLEGYHÁZI Zs. (1975): A Mátra hegység földtana. (Geology of the Mátra Mountains). — A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve 57/1, 575 p. (In Hungarian with English summary)

VÖRÖS I. (1967): Fe-Ti oxide minerals in Transdanubian (Western Hungary) basalts. — Annales Universitatis Budapestinensis, Sectio Geologica 10, 99—110, Budapest.

Földtani Közlöny 122/2—4, 295—297 (1992) Budapest

Megemlékezés idősebb dr. Posgay Károlyról (1892—1989)

KNAUER József[1]

Egy szerződés fekszik előttem. Munkaszerződés, nyugdíjas munkavállalók részére. Egy oldal mindössze, benne néhány adat. Az adatok mögött egy nem mindennapi életút. Az első: 1892 április 28., POSGAY Károly születése napja. Az utolsó: 1989 január 17. Ekkor kelt a szerződés. A két dátum között 97 év, s egy emberi élet, amelynek azonban nem a tartama igazán irigylésre méltó, hanem az, hogy utolsó éveit sem megtört aggastyán, nem együgyű öreg, hanem alkotó munkára képes férfi töltötte, akitől tíz éve olyan összefoglaló dolgozatra tellett, mint „Az első magyar bauxitelőfordulás kutatástörténete és földtani-teleptani viszonyai".

Mi, akik mint középdunántúli szakületeink rendszeres látogatóját, gyakori hozzászólóját, kissé közelebbről ismertük, nemcsak emlékezőtehetségét csodáltuk, hanem azt is, hogy mindig a tárgyhoz fűzött gondolatokat, ahhoz szolgált tanulságul egy-egy tapasztalata, amelyről beszámolt. Igaz, mondókája gyakran kis kerülővel indult, első mondatai látszólag messze estek a szőnyegen lévő ügytől. Érdekes volt megfigyelni a hallgatóság ama tagjait, akik még nem ismerték őt, hogyan váltja fel arcukon a vélt szószátyár öregnek előlegezett türelmetlenséget a meglepődés, majd az őszinte érdeklődés.

POSGAY Károly, Társulatunk hosszú időn át volt doyenje, talán e szellemi frissesség, e csöppet sem vénemberes magatartás miatt volt egyben társulati életünk tisztelt és közkedvelt szereplője. De ugyanez mondható el abban a körben is, amelyet a bauxit és alumínium világában dolgozók alkotnak.

Magatartásának eredete, úgy tűnik előttem, tárgyilagos életszemléletében, a valóság tiszteletében és elfogadásában, a saját munkája iránti igényességben, a szolgálatot teljesítő ember erkölcsében keresendő.

Talán ebből fakad az is, ahogyan élete fordulataihoz alkalmazkodott, megtalálta helyét a gyökeresen új körülmények között, figyelmét az új feladatra összpontosítva, nem téve különbséget kisebb vagy nagyobb feladat között.

A 97 évbe, az ő szavaival élve, két élet fért be, egy katonáé és egy civilé. Egyik életét sem maga választotta, hanem a körülmények, de mindkettőben helytállt.

Óbudán született. A ház, amelyhez gyermekévei fűződtek, amelyet felnőttként is gyakran felkeresett, ma is áll, miközben körülötte eltűnt, vagy mássá alakult szinte minden.

[1]KNAUER József, Magyar Állami Földtani Intézet, 1141 Budapest, Stefánia út 14.

A Pázmány Péter Tudományegyetem természetrajz-földrajz szakán végzett, ahol vegytant is hallgatott. Ezután, tartalékos tisztként, a világháború talán leghírhedtebb frontszakaszain harcolt: a kárpáti fronton és Doberdónál. Mindkét frontszolgálat súlyos sebesüléssel végződött, a második betegszabadság elegendő volt doktori disszertációja elkészítésére és megvédésére. Az értekezés földrajz és földtan tárgyú volt. Megszerezte a középiskolai tanári oklevelet is, melynek birtokában a még mindig lábadozó tisztet a nagyváradi honvéd hadapród iskolához osztották be. Útja innen 1919 őszén, már mint hivatásos tiszté, a budapesti katonai főreálhoz vezetett. Félve a fiatal tiszteket fenyegető elbocsájtástól, elvégezte a Keleti Kereskedelmi Akadémiát, de a Honvédség megtartotta, sőt a kötelező csapatszolgálat és tanfolyamok után végül ezredes és ezredparancsnok lett. A II. világháborúban frontszolgálat nem hárult már rá, angol hadifogság, majd itthoni igazolás után 1947-ben nyugdíjazták. 16 kitüntetéséből ő maga kettőt talált kiemelkedőnek: a Nagyezüst vitézségi érmet és a tiszti lovagkeresztet. No meg azt, hogy hű maradt honvéd-esküjéhez, s nem volt hajlandó a nyilasok felszólítására megszervezni a Klapka páncélos hadosztályt.

Nyugalmazott katonából civillé egy 1950-es rendelet tette, amely megszüntette, illetve egyéni kérvényezéshez kötötte a tiszti nyugdíjakat. Ő úgy vélte, nem könyörög senkinek, elővette tanári diplomáját, s elhelyezkedett a Múzeum Ásványtani osztályán, szakmunkásként. Igaz, ehhez a Magyar Tudományos Akadémia támogatása is kellett.

Hamar kiderült azonban, hogy ilyen bizalmi állásba egy volt ezredes nem való. Így lett 1951-ben geológus az Intézetben.

Vízföldtani észlelések, földtani térképezés a Mátrában és Somogyban, 1952 január 1-jétől tudományos munkatársként. S áprilisban az a fordulat, amely eleinte ideiglenesnek tűnhetett, de végül hátralévő pályáját meghatározta: a Földtani Intézet több más munkatársához hasonlóan szolgálattételre átengedték a MASZOBAL Kutató Expedíciójának. A többiek 1954-ben visszajöttek, ő maradt a jogutód Bauxitkutató Vállalatnál, s onnan ment nyugdíjba, immár nem először, 1967-ben, 75 éves korában. Ő ugyan fiatalnak tartotta magát ehhez, nem is szívesen tette, de beletörődött, s azonnal új munkalehetőség után nézett. Így lett a bauxitföldtani irodalom összegyűjtője és rendszerezője, s ennek révén jutott el az erdélyi bauxitról szóló, az előbb idézett összefoglaló munkájáig, amelyet 1979-ben ismertetett Veszprémben. Az irodalomkutatás egy másik vetülete „A magyar bauxitföldtani irodalom fejlődésének oknyomozó története a statisztika tükrében" és „A magyar bauxitföldtani irodalom névjegyzék 2. sz. függelékének és a statisztikai adatok egyik felhasználási módjának ismertetése" c., ugyancsak veszprémi előadásaiban jelent meg. A dátum: 1983 és 1985. De foglalkoztatta még mindig a bauxitföldtani kutatástörténet is, 1985-ben VITÁLIS István idevágó tevékenységéről értekezett.

A bauxitkutatásban leginkább a halimbai területen működött. Összesen 8 kutatási zárójelentés kidolgozása fűződik a nevéhez, önálló vagy csoportmunkaként.

Munkásságáért civil kitüntetéseket is kiérdemelt:

A földtani kutatás kiváló dolgozója
Rubin diploma (70 éves diploma!)
Nyugalmazott szakági főgeológus cím (a KFH elnökétől)
Pro Geologia Applicata érem a Magyarhoni Földtani Társulattól.

Úgy érzem, ezek az elismerések jól kifejezik szakmai tevékenységének fő irányát és minőségét.

Ahhoz, hogy munkáját jól és szívesen végezze, hozzájárult természetszeretete, kutatói kíváncsisága, a vándorláshoz, utazáshoz való vonzalma.

Önéletrajzában fontosnak tartotta megemlíteni a következőket: „Már diák koromban és később egyetemi éveim alatt minden nyarat utazással töltöttem el. Bejártam egész Magyarországot, Ausztriát, Dalmáciát, Montenegrót, Svájcot, Észak-Olaszországot, Németországot, Hollandiát, Belgiumot, ösztöndíjjal voltam Londonban nyári egyetemen.

Mint kutató geológus, örömmel jártam a hegyeket, völgyeket, medencéket és végeztem mindenféle időjárásban a kutatást. Szívesen mentem le a bányák mélyébe, ahol a zárójelentéseim adatait ellenőriztem a bányművelés során."

Idézzük föl még egyszer alakját, s az 1989 július 17-én bekövetkezett halálán érzett megrendülést váltsa fel a csöndes belenyugvás, mert aki most távozott családja, szaktársai, tisztelői köréből, teljes életet élt.

Id. dr. POSGAY Károly szakirodalmi munkássága

1979 A magyar bauxitföldtani irodalom jegyzéke (1903—1975) és I. számú függelék (1976—1977). ALUTERV, Budapest.

1981 Az első magyar bauxitelőfordulás kutatástörténete és földtani-teleptani viszonyai (Királyerdő, Erdélyi Középhegység, Román SZ. K.) — Földtani Közlöny 111/1, 1—25.

1984 A magyar bauxitföldtani irodalom jegyzékének II. számú függeléke (1978—1982). ALUTERV, Budapest.

1986 A magyar bauxitirodalom fejlődése a statisztika tükrében (1903—1981) — Földtani Közlöny 116/1, 185—201.

1988 A magyar bauxitföldtani irodalom jegyzékének III. számú függeléke (1983—1987). ALUTERV, Budapest.

Kéziratos munkák

1955 Jelentés az Iszkaszentgyörgy-Rákhegy-i bauxitelőforduláson végzett kutatómunkálatok eredményeiről. I—III.

1957 Jelentés a Szőc-Nyíreskút-i bauxitelőforduláson végzett kutatómunkálatok és készletszámítás eredményeiről.

1958 POSGAY Károly & SZANTNER Ferenc: Jelentés a Szőc-Nyíreskút-i bauxitelőforduláson végzett kiegészítő kutatások eredményeiről.

1958 POSGAY Károly & SZANTNER Ferenc: Jelentés a Nagytárkány-Darvastói bauxitelőfordulás VII., VIII., IX. számú lencséin végzett kutatómunkálatok és készletszámítás eredményeiről.

1959 POSGAY Károly & SZANTNER Ferenc: Jelentés a Kislőd-Öreghegy-i bauxitelőforduláson végzett kutatómunkálatok és készletszámítás eredményeiről.

1961 Jelentés a Szőc-Félix I. bauxitelőfordulás I., II., III. számú lencséin végzett kutatómunkálatok és készletszámítás eredményeiről I—II.

1962 Jelentés a Szőc-Félix II. bauxitelőforduláson végzett kutatómunkálatok és készletszámítás eredményeiről. I—III.

1963 POSGAY Károly & SZABÓ Elemér: Jelentés a Halimba IV. bauxitelőfordulás területén végzett kiegészítő kutatás munkálatairól és készletszámítás eredményeiről.

Földtani Közlöny 122/2—4, 299—305 (1992) Budapest

Főtitkári jelentés az 1991. évről

HALMAI János

Tisztelt Közgyűlés!

Az elmúlt évben immáron ismételten trienniumi időre választott Elnökségnek a társulati élet felélénkítése, megújítása érdekében kifejtett tevékenységéről, ennek közvetlen eredményeiről Önök - úgy érzem - csak felvillanásokat regisztrálhattak. Ennek nagyon gyakorlatias okát a rövid idővel magyarázhatjuk. Az elmúlt évi tevékenységet kétségtelenül negatívan befolyásolta, hogy a szükséges mértéknél több időt fordítottunk az új Alapszabály megalkotására, a megelőző tisztújításokhoz képest nagyon elhúzódtak a Szakosztályok és Területi Szervezetek tisztújításai, plusz a költözés. E belső okok mellett azonban a földtani szakterületet érintő változások is hatással voltak a társulati munkákra. Mik ezek? Itt elsősorban az ipari vállalatoknál zajló privatizációs folyamatokra, a bányavállalatok szanálására, a költségvetési támogatások drasztikus csökkenésére, az átszervezések befejezetlenségére gondolok. Mindezek együttesen negatívan hatottak és hatnak a tudományos munkára, és mivel Társulatunk elsődleges fóruma az új gyakorlati és tudományos kutatási eredmények bemutatásának, ez megmutatkozott az előadások számában is. Emellett a vállalatok létszámcsökkenése, elbocsájtások, kutatási részlegek megszüntetése, nyugdíjazások komoly egzisztenciális problémákat teremtettek. E folyamatok következménye, hogy az utóbbi időszakban több meg nem történt, vagy rossz döntésért a Társulat felelősségét hangsúlyozzák tagjaink, annak ellenére, hogy ezek többsége állami felelősségi körbe tartozik (tartozott). E negatív vonás azonban annyiból pozitív is egyúttal, hogy ma a Társulat az egyik, ha nem az egyetlen olyan fórum, ahová ilyen problémával lehet fordulni. Mindez a gyakorlat oldalára lefordítva azt jelenti, hogy „tár-sadalmi" igény mutatkozik arra, hogy Társulatunk felvállaljon eddig állami költségvetésből finanszírozott szakmai és állami hatáskörbe tartozott szakmai érdekvédelmi feladatokat. Ez utóbbira Alapszabályunk lehetőséget és kötele-zettséget ad, de be kell vallanunk, hogy a Társulat igazi helyét és ilyen irányú szerepét nem sikerült megtalálni a fent vázolt helyzetben. Nem az Elnökséget, vagy saját személyemet kívánom mentegetni, de kétségtelen tény, hogy a szakmai munka rovására komoly energiát kellett fordítani a társulati élet gazdasági feltételeinek megteremtésére. A Gazdasági Bizottság beszámolójából hallhatták, hogy a helyzet e területen csak romlani fog 1992-ben. Jelen helyzetből az egyik kiútnak azt látom, ha a Szakosztályok, Területi Szervezetek és Bizottságok az eddigieknél nagyobb felelősséget és önállóságot vállalnak magukra. Ezzel az Elnökség és nem utolsósorban a Titkárság munkáját könnyíthetik meg, és a felszabaduló energiát akkor sokkal fontosabb feladatokra lehetne koncentrálni.

Tisztelt Közgyűlés!

Kérem, hogy rövid felállással adózzunk

RÓNAI András
VÖLGYI László
MOLDVAY Lóránd
GRASSELLY Gyula
JANTSKY Béla
CSÖRNYEI Zoltán
DANK Viktorné
MEISEL Jánosné és
ZBORAY György

tagtársunk emlékének.

Társulatunk taglétszáma az 1989 elején bekövetkezett csökkenés (tagsági revízió) után stabilizálódni látszik. A beszámolási időszakban az átlagos létszám 948 fő volt.

A tagság megoszlása a következő: aktív dolgozó 571, nyugdíjas 171, regisztrált 135,

diák 60, tiszteleti tag 11. Feltűnő a fiatalok alacsony száma, de ezzel a problémával az Ifjúsági Bizottságnál kívánok foglalkozni. Ezúton kívánom bejelenteni, hogy az Elnökség az 1990. évtől bevezetett tagdíjat nem kívánja emelni. Jelenleg olyan struktúra kidolgozásán fáradozunk, mely lehetővé teszi tagjainknak, hogy tagdíjukat alapítványi keretben fizethessék be és így adójukból levonható legyen. Ezt támogatja a Gazdasági Bizottság is.

Az elmúlt évben is, a Területi Szervezeteknél és Szakosztályokban folyó munkák mellett fontos szerepet játszottak központi rendezvényeink. Ezek közül legfontosabb a május 16–18. között, a Magyar Geofizikusok Egyesületével „Az Alföld aktuális földani-geofizikai kérdései, különös tekintettel a szénhidrogénkutatásra és -termelésre" címmel rendezett Vándorgyűlésünk volt. A 200 résztvevő, a 41 előadás és 13 poszter, valamint a kapcsolódó terepbejárás résztvevő létszáma bizonyítja a sikerességet. A III. Földtani Természetvédelmi Napra június 14–15-én, az Országos Természetvédelmi Hivatal, Celldömölk Város Önkormányzata és az OMBKE Bányászati Szakosztályával közösen került megrendezésre. A témához kapcsolódó terepbejárást, előadásokat követően került sor a már szinte zarándokhelynek tekinthető sághegy tanösvény bemutatására, és Bányász Emlékmű avatására a Sághegy oldalában. Központi rendezvényeink sorát az ELTE Geológiai Tanszékcsoportjával közösen rendezett „Karbonát szedimentológia és diagenezis" többnapos továbbképzés egészítette ki.

Nem szorosan központi rendezvényeink kategóriájához tartozik, de meg kell említenem, hogy Választmányunk több fontos, az egész szaktársadalmat érintő kérdéssel foglalkozott az elmúlt évben, melyekről – ez újítás – részletes beszámolót olvashat minden tagtársunk a havi programfüzet hasábjain.

Területi szervezetek

Az *Alföldi Területi Szervezet* 1991 során öt rendezvényt tartott. Az elhangzott előadások a szénhidrogénkutatások és a környezetföldtan témaköreit ölelték fel.

A legnagyobb érdeklődést az Alföldi Vándorgyűlés mellett a „Tiszántúl északi részének földtani, természet- és környezetvédelmi problémái" c. ankét váltotta ki. Ez utóbbit a Hortobágyi Nemzeti Parkot bemutató szakmai kirándulás kísérte. Munkájukat már hosszú évek óta jellemzi a társszervezők nagy száma. Ezek az elmúlt évben a KLTE Ásvány- és Földtani Tanszéke, a MÁFI Kelet-magyarországi Területi Földtani Szolgálata és a DAB Paleoökológiai és Természetvédelmi Munkabizottsága volt.

Kiemelkedő eseménye volt 1991-nek a Területi Szervezet 25 éves jubileumára tartott Emlékülés, mely nagylétszámú résztvevőjével bizonyította, hogy a szakmai és emberi kapcsolatok ápolása rendkívül fontos. Ezek eredménye az is, hogy ma itt, a Területi Szervezet székhelyén tartjuk közgyűlésünket.

A *Budapesti Területi Szervezet*nek 1991-ben hét előadóülése volt. Egy külföldi előadónak az Antarktisz geológiájával és a hazai szakembereknek Észak-Magyarországgal foglalkozó előadásait igen csekély érdeklődés kísérte. Elmaradt az Általános Földtani Szakosztállyal tervezett csővári kirándulás, valamint a „kék buszos" túrák. Az előadási kedv csökkenése a tagság passzivitásával, az új titkár tapasztalatlanságával magyarázható. Ennél fontosabb, hogy több évi működés után még mindig nem találta meg igazi területét, szakmai arculatát a Területi Szervezet.

A *Déldunántúli Területi Szervezet* rendezvényeinek látogatottsága az elmúlt néhány évet tekintve mélypontra zuhant annak ellenére, hogy az előadások száma nem csökkent jelentősen. A csökkenés okát abban látjuk, hogy a régióban szakmánkat különösen sújtják a gazdasági átalakulás következményei. A vállalatok létszámcsökkentése, a kutatási részlegek visszafejlesztése, a nyugdíjazások nem kedveztek a tudományos szakéletnek. Az új vezetőség több ülésén foglalkozott a társulati élet felélénkítésének lehetőségeivel. A megoldási módozatokat a nyugdíjas szakemberek megnyerése további aktív munkára, a vállalkozási szférába átkerültek tudományos aktivitásának megőrzése és a meghirdetett oktatási programmal összhangban a területen élő földrajz szakos tanárok és a tanárképző kar földrajz szakos hallgatóinak bevonása jelentheti. Két legfontosabb rendezvényük a veszélyes hulladékok elhelyezésével foglalkozó ankét (MGE, MHT és az OMBKE közreműködésével), valamint az Ifjúsági Nap volt.

Az *Északmagyarországi Területi Szervezet*

két fő eseménye a Bükk-hegység vízföldtani problémái c. ankét a Borsodi Műszaki Hetek keretében, valamint a szokásos évi terepbejárás volt, ezúttal a Zempléni-hegységbe. A szakülések témakörei a lignit- és barnakőszénkutatás, a környezetvédelem és a hulladékelhelyezési problémák voltak. Novemberben tartották jubileumi ünnepségüket, melyen a Területi Szervezet 30 éves évfordulóját ünnepelték meg. A látogatottság jónak ítélhető, mely jó szakmai összetartást tükröz a földtan és bányászat szempontjából nagyon negatív megítélést mutató időszakban.

A *Közép- és Észak-dunántúli Területi Szervezet* működését közvetlenül nehezítették a máshol is említett kényszerű nyugdíjazások. A vezetőség összefogásának tulajdonítható, hogy megtartották hagyományos beszámoló ülésüket (a régióban 1990-ben végzett kutatások bemutatása), a júniusi ausztriai terepbejárást, és rendkívüli aktivitásuknak köszönhetően a bányatörvény tervezetének választmányi ülésen elkezdődött vitája a Területi Szervezetben folytatódott. Hasonlóan az északmagyarországihoz, a Területi Szervezet is 1991-ben ünnepelte 30 éves fennállását.

Szakosztályok

Az *Agyagásványtani Szakosztály* a jelentősen lecsökkent szakosztályi tagság miatt a korábbi éveknél jóval kisebb létszámú vezetőséget választott az új ciklusra. Az év során 3 szakülést tartottak, közülük kettőt az Ásványtani-Geokémiai Szakosztállyal, ill. a Talajtani Társaság Talaj-ásványtani Szakosztályával. A korábbi évekkel összehasonlítva a szerényebb programok ellenére a látogatottság jónak ítélhető.

Az *Általános Földtani Szakosztály* múlt évi előadásainak gerincét a Földtani Intézetben folyó térképezési programok eredményeinek (Bükk, Balatonfelvidék, Kisalföld) bemutatása, valamint az ezekhez kapcsolódó külföldi tanulmányutak beszámolói alkották. A rendezvények közül a legnagyobb érdeklődést a szeptemberi balatonfelvidéki terepbejárás keltette, míg az előadóülések közül az ankétszerű, előadássorozatot tartalmazók voltak sikeresek (szedimentológia, paleokarszt). 1991. elején jelent meg az Általános Földtani Szemle 25. száma, 360 oldalon, 750 példányban.

Az *Ásványtani-Geokémiai Szakosztály* az előadások számát és látogatottságát tekintve szokványosnak mondható évet zárt. A 8 előadóülésen közel 20 előadás, köztük kettő neves külföldi előadóval hangzott el. A Szakosztály törekszik a rokon szakosztályokkal és intézményekkel való együttműködésre, melyet jelez, hogy egy-egy rendezvényüket az Ásványtani Szakosztállyal, a KFH-val, az ELTE Ásványtani Tanszékével és a MTA Geokémiai és Ásvány-Kőzettani Tudományos Bizottságával közösen tartottak meg. A vezetőség fontos feladatának tekintette a propagandát – a programfüzetben előre 2–3 soros ismertetések közzétételével, – valamint az előadások nyomtatásban való megjelentetését, különös tekintettel a tematikus ankétokra. Ez utóbbi elsősorban az előadók közreműködésének hiánya miatt nem valósult meg.

A *Gazdaságföldtani Szakosztály* a geológia strukturális helyzetének elemzése, az új pénzügyi struktúrához illeszkedés módozatainak kimunkálása, az ásványi nyesanyagok minősítési kritériumainak átalakítása, a privatizációs folyamatok által megkövetelt gazdaságföldtani teendők meghatározása témakörökkel foglalkozott. Fontos lépés volt az MTA Alkalmazott Földtani Bizottságával való együttműködés kialakítása. A Szakosztály tagjai – mivel a fenti témák elsősorban a Területi Szervezetek által lefedett régiókat érintették, önálló rendezvények tartása helyett, az ott megtartott szakülésekhez kapcsolódtak. A kevés rendezvény ellenére a Társulat legnagyobb létszámú hallgatóságot vonzó rendezvényét a Szakosztály tartotta 1991-ben a „Földtudomány és piacgazdaság" címmel (270 fő).

1991. évben a *Geomatematikai és Számítástechnikai Szakosztály* szakmai munkájának súlypontja a geomatematikai és geostatisztikai módszerek ipari alkalmazásának előmozdítása volt. Alapkutatás jellegű eredményekkel a szakülésnek csak egyharmada foglalkozott. A statisztikai adatokat rontotta, hogy a Társulat legjelentősebb számítástechnikai rendezvénye, a „Földtani Térinformatikai Nap" központi rendezvény volt.

A *Mérnökgeológiai és Környezetföldtani Szakosztály* folytatva hagyományait, szakmai előadóülésein tág teret biztosított hazai, mérnökgeológiával foglalkozó intézmények és szakemberek lehetőleg teljes körű bemutatkozá-

sához. Bővítették kapcsolataikat tudományos és oktatási intézményekkel, valamint ipari és tervező vállalatok munkacsoportjaival. Környezetföldtani szerepükből fakadóan nagysikerű rendezvényen mutatták be az agrogeológiai kutatások helyzetét és eredményeit, egymás mellé tudták állítani a mélységi hulladéktárolók létesítésében édekelt bányák, kutatóintézetek és a környezetvédelem szakembereit. Ugyancsak lehetőséget adtak egy vezető angol cég modern fúrástechnológiai eredményeinek megismeréséhez. A Szakosztály aktívan vett részt az Országgyűlés Környezetvédelmi Bizottság munkáját támogató rendezvényeken.

Az *Őslénytani–Rétegtani Szakosztály* leglátogatottabb rendezvényei az elmúlt évben is a tematikus ankétok és a kétnapos terepbejárás voltak. Ezek közül is az októberi pannon bio- és kronosztratigráfiai ankét vonzotta a legtöbb résztvevőt. Az egész év folyamán megtartott 30 előadásból 15 itt hangzott el. A nagy érdeklődést, és a pannon képződmények, illetve a pannon korszak eseményei kutatásának fontosságát jelzi, hogy többen nehezményezték a téma leszűkítését a bio- és kronosztratigráfia területére. Valójában megoldhatatlan lett volna, hogy az országban működő összes tudományos műhely pannon földtannal kapcsolatos kutatásainak fórumot adjanak.

A földtani kutatás napjainkban egyik legfontosabb irányának, a medence-vizsgálatoknak az itthoni előtébe kerülését jelzi, hogy másik (decemberi) ankétuknak is a medencefejlődés, ezúttal azonban a paleogén medencék története volt a témája. Itt nem csak a klasszikus rétegtan, az őslénytan és a paleoökológia, hanem a tektonika, a szedimentológia és a szekvenciasztratigráfia témáit is érintették.

Nagy érdeklődés kísérte szeptemberi északmagyarországi terepbejárásukat. Ennek nem volt egységes tematikája: különböző korú (paleozoikumtól a pannonig) feltárásokat néztek meg az Aggtelek–Rudabányai-hegységben.

Az éves programban feltűnő súllyal szerepeltek még a júra biosztratigráfia tárgykörében tartott előadások.

Az ősz folyamán megjelent az Őslénytani Viták 36–37., összevont száma, 300 példány, 226 oldal terjedelemben. Ez (a szakosztály jubileumi ülésén elhangzott előadások kivonatai mellett) az 1990. márciusában és novemberében megtartott paleobotanikai ankét anyagát tartalmazza.

A *Tudománytörténeti Szakosztály* működésének csúcspontját a Drezdában, szeptember 9–15. között szervezett XVI. INHIGEO Szimpóziumon való részvétel jelentette. Ennek témaköre a múzeumi gondolat fejlődéstörténete volt, „Museums and Collections in the History of Mineralogy, Geology and Paleontology" címmel. Erre az alkalomra az MKM és főként a MÁFI támogatásával egy angol nyelvű kötet összeállítását végezték el, amely sajnos csak a szimpózium után, decemberben jelent meg 440 oldalon, 41 tanulmánnyal. Ezen kötet, mely egyben a Földtani Tudománytörténeti Évkönyv 3. különszámát adja, a magyar geomuzeológia úttörő műve és méltán számíthat nemzetközi elismerésre. A Szakosztály megalakulásának 20. évfordulójára rendezett VII. Földtani Tudománytörténeti Napon a fenti kötet anyagából hangzottak el válogatott előadások. Az immár hagyományos megemlékezések, rövidebb tanulmányok bemutatása mellett az elmúlt év krónikájához tartozik, hogy megjelent a Tudománytörténeti Évkönyv 10. száma 200 oldalon, 200 példányban.

A szakmánkat sújtó recesszió ellenére a Területi Szervezeteknél és Szakosztályokban végzett munkát kielégítőnek tartom. Különösen dicséret illeti e helyen is Területi Szervezeteinket, akiket a vázolt körülmények a legjobban sújtották.

Állandó bizottságok

A tisztújító közgyűlés után valamennyi bizottság személyi összetételében jelentősen megújult, aktivitásuk változó volt.

Az *Alapszabály és Ügyrendi Bizottság* fő feladata az új Alapszabály elkészítése, majd a közgyűlés után az ügyrend kidolgozása volt. Elsősorban az Elnökség, valamint a Titkárság nagyfokú leterheltségének oka, hogy a végleges Ügyrend még nem készült el. Ugyanakkor jelenlévő tagjain keresztül nagy segítséget adott több, viharos választmányi ülésnek a leendő Ügyrenddel összhangban lévő lebonyolításához.

A *Fegyelmi és Etikai Bizottság*nak, hasonlóan az előző évekhez, most sem kellett ülést tartania.

A *Földtani Közlöny Szerkesztőbizottságának* működése közvetlenül követhető volt tagjaink által. A bizottság legfontosabb feladatának azt

tekintette, hogy minimálisan a választási ciklus végéig (1994 eleje), de ha lehet 1992 végéig szűnjön meg a Földtani Közlöny két éves késése. Ezzel, valamint a Közlöny korszerűsítésének általános kérdéseivel két választmányi ülés is foglalkozott, melyek határozatait a havi programokban közzétettük. Technikai okokból még nem került postázásra, de megjelentek a Földtani Közlöny 1989. 1-4. füzetei, (2000--2000 pld.) (a 4. füzet 1992. elején, valamint az 1990. 1-2 (1600 pld.) összevont füzet. Ez utóbbi - a választmányi határozatoknak megfelelően - már nem az Akadémiai Kiadónál készült el. A kiadóváltás kétségtelenül gyorsított a megjelenésen, ugyanez a pozitívum nem mondható el a minőséggel és az árral kapcsolatban.

A *Gazdasági Bizottság* beszámolóját - új Alapszabályunk szellemében - az előbbiekben hallották.

Az *Ifjúsági Bizottságot* sajnos nem sikerült működőképessé tenni a beszámolási időszakban. Az Elnökségnek az volt az álláspontja, hogy nem kényszeríti ki diktatórikus eszközökkel a Bizottság megalakulását. Annak megszervezését és működési formáját a fiatalokra bízza. Hogy mégis inkább dicséret illeti a fiatal tagtársainkat, annak az általuk szervezett és 1991. augusztus 22-28. között „New Waves of Geology" címmel megrendezett világtalálkozó volt az oka. E nemzetközi rendezvény - melyet az előző ciklusi Ifjúsági Bizottság kezdett el szervezni és a főként e miatt létrehozott „MFT Ifjúsági Alapítvány" fejezett be - egyértelműen sikeresnek ítélhető. Ezt bizonyítja a résztvevők száma (200), nemzetközi visszhangja, valamint az a tény, hogy a Nemzetközi Földtudományi Unió elnöke, CORDANI professzor személyesen vett részt rajta. Alapvetően minél több fiatal szakember és egyetemi hallgató jelenléte volt a fő cél, de ennek ellenére részben tapasztalatlanságnak tudható be, hogy a konferencia deficittel zárt.

A *Nemzetközi Kapcsolatok Bizottsága* elbírálta az 1991. évi szakmai utak társulati támogatásáért benyújtott pályázatokat. A döntés(ek) eredményeként az alábbi rendezvényeken képviselték Társulatunkat: VII. MAEGS konferencia, XVI. INHIGEO Szimpózium, XI. ECROFI Szimpózium, EAEG konferencia, Lengyel Földtani Társulat 1991. évi Vándorgyűlése, IGCP 299. project ülése. A Bizottság kidolgozta az 1992. évvel kezdődően alkalmazandó pályázati rendszer elveit, mely a novemberi programfüzetben megjelent. Az elmúlt évben Társulatunk kérte felvételét az EAPG-be, melyről végleges döntés az ezévi, május végi ülésen várható.

A nemzetközi tevékenységhez tartozik, hogy - mint arról a közelmúltban többször is beszámoltunk - Társulatunk kapta meg az Európai Földtani Társulatok Asszociációja (AEGS) 8. kongresszusának rendezési jogát. Erre 1993. szeptember 19-26. között kerül sor Budapesten. A szervezési munkálatok jól haladnak, az első körlevél szétküldésre került, és megjelent a havi programban is. Ezúton is kérjük tagtársainkat és a földtannal foglalkozó intézményeket, vállalatokat, hogy erkölcsileg és anyagilag járuljanak hozzá a konferencia sikeres lebonyolításához. Elsősorban a magyar paleontológusok sikerének, nemzetközi elismerésének köszönhetően a Paläontologische Gesellschaft (német nyelvterületű paleontológusok egyesülete) 1994. évi ülésének megrendezésére Társulatunkat kérte fel.

Az *Oktatási Bizottság* szinte megoldhatatlan feladatra vállalkozott. Célul tűzte ki, hogy a Nemzeti Alaptanterv szellemével összhangban elkészíti az alapszintű oktatás alternatív geológiai tankönyvét. Tájékoztatásuk szerint a szöveges rész mintegy 75 %-ban, a nyers ábraanyagok 60 %-a elkészült. A megjelentetés rendkívül nagy költségei miatt több felhívással is fordultunk szaktársadalmunkhoz támogatásért. Valamennyi tagtársunk további támogatását kérve, ezúton is köszönetet mondunk azoknak a személyeknek és intézményeknek, akik eddig hozzájárultak közös céljaink megvalósításához.

Tisztelt Közgyűlés!

Kötelességem beszámolni arról, hogy RÓNAI András tiszteleti tagunk még hálála előtt átvehette a Magyar Köztársaság Zászlórendjét, és örömmel jelentem be VITÁLIS György társelnök MTESZ Díjjal (MHT közös javaslat) és KRETZOI Miklós tagtársunk Széchenyi Díjjal történt kitüntetését.

Tisztelt Közgyűlés!

Lehet, hogy az elhangzott beszámolók és a

Főtitkári Jelentés egy kicsit pesszimista hangvételűek voltak, azonban azt hiszem, ha március 15-e szellemét követve az egységre törekszünk, meg fogjuk találni a kiutat a válságosnak tűnő helyzetből.

Kérem a Közgyűlést, hogy az elhangzott beszámolókat, a Főtitkári Jelentést megvitatni, és amennyiben az azokban foglaltakkal egyetértenek, elfogadni szíveskedjék.

A Társulat 1991. évi rendezvényei a statisztikai adatok tükrében

	Előadóülések			Terepbejárások		Vezetőségi ülések		Egyéb		
	száma /ankét	előadás	résztvevők /ankét	száma	előadás résztvevők	száma	résztvevők	előadás		résztvevők
Agyagásványtani Szakosztály	2	3	44	—	— —	2	9	—	—	—
Általános Földtani Szakosztály	12	27	276	1	3 40	1	60	—	—	—
Ásványtan-Geokémiai Szakosztály	8/1	16/4	123/28	—	— —	4	53	—	—	—
Gazdaságföldtani Szakosztály	1/1	2/7	12/270	—	— —	—	—	—	—	—
Geomatematikai és Számítástechnikai Szakosztály	4	7	46	—	— —	1	32	—	—	—
Mérnökgeológiai és Környezetföldtani Szakosztály	6/1	6/12	196	—	— —	3	26	Klubdu.	1x	18
Őslénytan-Rétegtani Szakosztály	5/1	16/15	102/44	1	— 44	2	32	—	—	—
Tudománytörténeti Szakosztály	4/1	8/15	67/35	—	— —	4	30	—	—	—
Szakosztályok összesen	42/5	85/53	866/377	2	3 84	17	242	Klubdu.	1x	18

	Előadóülések			Terepbejárások			Vezetőségi ülések		Egyéb		
	száma /ankét	előadás	résztvevők /ankét	száma	előadás	résztvevők	száma	résztvevők		előadás	résztvevők
Alföldi Területi Szervezet	5/1	9/12	142/45	—	—	—	2	12	klubdu.	1x	26
Budapesti Területi Szervezet	2	6	67	—	—	—	1	57	—	—	—
Dél-Dunántúli Területi Szervezet	6/1	13/11	85/74	—	—	—	3	60	—	—	—
Észak-Magyarországi Területi Szervezet	5/1	9/5	137/46	1	—	43	4	71	klubdu.	2x	63
Közép- és Északdunántúli Területi Szervezet	4	15	150	1	—	40	3	65	—	—	—
Területi szervezetek összesen	22/3	52/28	581/165	2	—	83	13	265	klubdu.	3x	89
Társulat összesen	64/8	137/81	1447/542	4	3	167	30	507	klubdu.	4x	107

1 közgyűlés
4 választmányi ülés
6 elnökségi ülés
1 vándorgyűlés
2 titkári értekezlet

Földtani Közlöny 122/2—4, 306—307 (1992) Budapest

A Gazdasági Bizottság beszámolója az 1991. évről

CSILLING László

Tisztelt Közgyűlés, Hölgyeim és Uraim!

Az újjáalakult Gazdasági Bizottság alapfeladata, hogy segítse a Társulat működésével és vállalkozásaival kapcsolatos gazdasági tevékenységét.

Gazdasági tevékenységünk lehetőségei és keretei jelentős változásban vannak. Az állami támogatás egyre csökken. Ugyancsak várható, hogy jelentősen csökken a hagyományosnak tekinthető vállalkozásainkból származó bevétel.

Ezt figyelembevéve első dolgunk volt, hogy elkészítsük „A Magyar Földtanért Alapítvány" alapító okiratának tervezetét, amelyet időközben a bíróság nyilvántartásba is vett. Az alapítvány célja, hogy új pénzügyi forrásokat biztosítson a Társulat tevékenységének támogatására, elsősorban a Földtani Közlöny megjelentetésére.

Októberben felmértük a Társulat anyagi helyzetét és ennek alapján javasoltuk, hogy milyen pénzügyi feltételeket lehet biztosítani a Földtani Közlöny kiadásában lévő többéves elmaradás megszüntetésére.

Fő feladatunknak a gazdasági tevékenység és a pénzügyi tervezés figyelemmel kísérését és segítését tekintjük.

A Társulat számára az elmúlt év gazdaságilag nagyon sikeres volt, tovább tudta növelni tartalék tőkéjét.

A múlt évi pénzügyi terv 2 M Ft működési bevételt irányzott elő, ezzel szemben 2,7 M Ft-ra tett szert. A tervezettet jelentősen meghaladta a bankkamat bevétel és a befizetett egyéni tagdíjak összege. Ugyanakkor az állami támogatás már a múlt évben sem érte el a tervezett 1 M Ft-ot.

A megbízásos munkák bevétele a tervezett 11 M Ft-tal szemben több, mint 26 M Ft volt, ami természetesen azok nyereségét is megtöbbszörözte a tervezetthez képest. Ennek köszönhető, hogy a működési veszteség kiegyenlítésén túlmenően az előzetes adatok szerint mintegy 2 M Ft adózott nyeresége keletkezett a Társulatnak.

A működési költségek a múlt évben a tervezetthez közel alakultak (102 %). A nagymértékben megnőtt vállalkozási tevékenység költségei is természetesen a tervezettnek többszörösét tették ki.

A Társulat álló és fogyóeszközeinek együttes értéke 1991. december 31-én 591 E Ft volt.

Az 1992. évi pénzügyi tervben összesen 2,35 M Ft működési bevétel szerepel, ami a múlt évi terv és tény középértéke. Az egyes bevételi tételek tervezett összege reálisnak tűnik az állami támogatás (1 M Ft) kivételével, ugyanis minimális az esélyünk arra, hogy bármilyen kisösszegű állami támogatást kapjunk.

A működési kiadások tervezésénél maximális takarékosság érvényesült. Konkrét és nem biztos, hogy népszerű takarékossági intézkedésekre is sor került; nevezetesen a szerzői jogdíjak megszüntetésére és a tematikus lapok kiadási támogatásának limitálására. Ezek az intézkedések szükségszerűek, mert nélkülük a veszteség tovább nőne.

A tervezett kiadások közül legnagyobb összeggel (2,3 M Ft) a Földtani Közlöny kiadása szerepel. Ez hat szám megjelentetésére nyújt fedezetet. Ezzel el tudjuk érni, hogy a Közlöny megjelenésében lévő lemaradás teljesen megszűnjön, hiszen a terv szerint csak az 1992. évi 4. szám megjelenése húzódik át 1993-ra. Ha ezen költségek jelentős részét A Magyar Földtanért Alapítvány már az idén át tudja vállalni, ez a várható veszteség jelentős csökkenését eredményezi.

A másik két nagy tétel a bérköltség (1,1 M Ft) és a MTESZ tagdíj és szolgáltatások díja (1,1 M Ft). Mindkettő olyan jellegű, hogy alacsonyabb összeggel nem lehet őket tervezni. Ez a többi kisebb tételre is vonatkozik. Ugyanakkor szigorú takarékossággal és jó ötletekkel remélhetőleg a tényleges kiadásokat még lejjebb lehet szorítani. A terv szerint a működési bevételek és kiadások szaldója 3,8 M Ft veszte-

ség. Ha a tervezett állami támogatás teljesen elmarad, ez felmegy 4,8 M Ft-ra.

Vállalkozási (megbízásos munkák és rendezvények) bevétele a tervben 10,2 M Ft. Tekintettel arra, hogy ebben az évben a Társulat még semmi megbízásos munkát sem kapott, ez erősen túlzottnak tűnik. Ha ez a bevétel valóban minimális lesz, úgy az itt tervezett 2 M Ft nyereség is minimálisra csökken, így a Társulat teljes veszteségе elérheti a négy és háromnegyed millió forintot.

Ezt a veszteséget ki tudjuk egyenlíteni a jelenleg meglévő tartalékból, de ebben az esetben év végére a tartalék csaknem teljesen kimerül és 1993. anyagilag katasztrofális lehet a Társulatra.

Mint már részleteztem, a kiadások drasztikus csökkentésére nincs esély. Mindnyájunknak szívügye, hogy a Földtani Közlöny kiadásában mutatkozó lemaradást behozzuk, a többi tételnél pedig nem lehet olyan nagyságrendű megtakarítást elérni, ami a várható veszteséget jelentősen csökkentené.

Gazdasági helyzetünk javításának lehetőségét elsősorban új bevételi források feltárásában kell keresnünk.

A Magyar Földtanért Alapítvány bejegyzése megtörtént, közhasznúságának elismertetése az APEH-nél folyamatban van, a közeljövőben megtörténik. El kellene érni, hogy ez az alapítvány már ebben az évben át tudja vállani a Földtani Közlöny költségeinek jelentős részét, sőt az lenne az igazi, ha olyan alaptőkét tudna a közeljövőben felhalmozni, amelynek hozama a továbbiakban fedezni tudná a Közlöny kiadásának anyagi terheit. vagy legalábbis azok nagy részét. Ennek érdekében célszerűnek tartjuk egy kampány indítását a földtannal foglalkozó intézmények, vállalatok körében, hogy egyszeri, viszonylag nagyobb összegű támogatással segítsék ezen cél elérését.

Ugyancsak megfontolásra érdemesnek tatjuk, hogy a társulati tagdíjakat — esetleg felemelt összeggel — helyettesíteni lehessen az alapítványba történő befizetéssel, amit a befizető az adóalapjából leírhat.

Felül kell vizsgálni a jogi tagok helyzetét, a velük való kapcsolatot, a nekik nyújtható kedvezményeket és természetesen a jogi tagdíj mértékét is. El kellene érni, hogy a szakintézmények és -vállalatok a Társulat jogi tagjai legyenek. A felülvizsgálatot a Gazdasági Bizottság megkezdte.

Kísérletet kell tenni szponzorok felkutatására. Mivel a szakmabeli intézmények szegények, szakmán kívüli szervezetekkel kell próbálkozni. Ehhez vonzóvá kell tenni számukra a Földtani Közlöny — melynek nemzetközi publicitása igen jelentős —, valamint a Társulat nemzetközi rendezvényei által nyújtott propaganda lehetőségeket.

Reklámozni kell a programfüzet által nyújtott hirdetési lehetőségeket, esetleg megfontolás tárgyává kell tenni, hogy a Földtani Közlönyben — a szponzorok propagandaanyagán túlmenően is — adjunk helyet színvonalas hírdetéseknek.

Ugyanakkor minden eszközzel keresni kell a lehetőségét, hogy a jövőben hogyan lehet a kiadásokat radikálisan csökkenteni, hiszen a tartalékok felemésztése miatt 1993-ban már hasonló nagyságrendű veszteséget nem bír ki a Társulat. El kell érni, hogy jövőre a veszteség ne legyen több néhány százezer forintnál, mert ellenkező esetben a gazdasági csőd elkerülhetetlen lesz.

Szomorú, hogy a Társulat gazdasági perspektíváiról ilyen sötét képet kellet festenem. Ez a kép azonban összhangban van a szakma egészének perspektíváival, így realitásához nem sok kétség férhet.

Szeged, 1992. március 18.

Könyvkritika

JAKUCS László (1992): *Általános természeti földrajz I. A földrajzi burok kozmogén és endogén dinamikája.* JATE Press, Szeged, 359 p.

A földrajz szakos egyetemi hallgatók három évtizedes kívánsága, hogy korszerű természeti földrajzi tankönyvből tanulhassanak. JAKUCS László ennek a kívánságnak is eleget tett, amikor könyvét közreadta.

A könyv három fő fejezetre oszlik. Az első fejezet a földrajztudomány tárgyával és egyéb tudományágakkal való kapcsolatával foglalkozik.

A második fejezet a Föld természeti sajátosságainak általános jellemzőit adja meg. A Föld helyét a Naprendszerben, a Föld alakját, méreteit, felszínének tagolódását, a partvonal-tagoltságot, a nehézségi erő fogalmát és helyi értékkülönbségeinek okát, a földmágnesesség fogalmát, a Föld belső hőjének jellemzőit, a Föld anyagi és szerkezeti felépítését.

A harmadik fejezet a leghosszabb. Ez „A belső erők általános természeti földrajza (endogén kéregdinamikája)" címet viseli. A földfelszín szintváltozásait, a magmatizmus és a vulkanizmus földrajzi jelenségeit, a földrengéseket, a hegységképződés fogalmát és értelmezését, a kontinensek és az óceánfenék vízszintes mozgásjelenségeit taglalja.

A könyv részletes személynév-, név- és tárgymutatóval zárul. A munkán erősen érződik, hogy geológus alapműveltséggel rendelkező szerző írta. Sok olyan része van, amely részben már a geológia tárgykörét érinti. A könyv megjelenését nagy örömmel lehet üdvözölni. A földrajz szakos hallgatók BULLA Béla 1954-ben megjelent Általános természeti földrajz c. tankönyve után, végre magyar szerzőtől, magyar nyelven megjelent modern tankönyvet vehetnek a kezükbe. Ugyanez a földrajzos és földtanos szakemberekre is vonatkozik. Geológus szemmel nézve a könyvnek néhány — a geológiától eltérő — fogalmazása kissé idegen (kozmogén, asztroblém). A földrajztudományban azonban nyilván azek szokásos megnevezések.

A nagyon sok és jól válogatott ábraanyagban vannak olyanok, amelyeken a kontinensek vonalazás helyett fekete foltokkal vannak jelölve, ezek elmosódnak (pl. 36., 42—44., 51., 57. és 64. ábra). Az ábraaláírások nagyon apró betűvel szedettek és ez olvasásukat fárasztóvá teszi.

A könyvet geológus szakemberek számára is ajánlani lehet, mert egyelőre sajnos a hasonló témakörű magyar geológiai szakirodalom is hiányzik.

Reméljük, hogy a könyv további része, vagyis a folytatása is hamarosan megjelenik.

MOLNÁR Béla

Földtani Közlöny

Vol. 122 · No. 1 & 2—4 · 1992

Tartalom

DEMÉNY Attila
Hazai lamprofírok karbonátjának eredete stabilizotóp-vizsgálatok alapján ..... 209—232

DULAI Alfréd, SUBA Zsuzsa & SZARKA András
Toarci (alsójura) anoxikus fekete pala a mecseki Réka-völgyben ..... 67—87

GERNER Péter
Recens kőzetfeszültség a Dunántúlon ..... 89—105

HORVÁTH Erzsébet, Gábris Gyula & Etienne JUVIGNÉ
Egy pleisztocén vezérszint a Kárpát-medencében: a Bag Tefra ..... 233—249

JUHÁSZ Györgyi
A pannóniai (s.l.) formációk térképezése az Alföldön: elterjedés, fácies és üledékes környezet ..... 133—165

JUHÁSZ Györgyi & Magyar Imre
A pannóniai (s.l.) litofáciesek és molluszka-biofáciesek jellemzése és korrelációja az Alföldön ..... 167—194

MÜLLER Pál & MAGYAR Imre
A *Prosodacnomyák* rétegtani jelentősége a Kötcse környéki pannóniai s.l. üledékekben ..... 1—38

PAPP Gábor
Az erdőbényei antimonitról ..... 39—50

PÉCSKAY Zoltán, KARÁTSON Dávid, SZAKÁCS Sándor, Ioan SEGHEDI
Új adatok a Kakukkhegy és szomszédsága, a Dél-Hargita geokronológiai értelmezéséhez ..... 265—286

REHÁKOVÁ, Daniela & MICHALÍK, Jozef
Jura/kréta határrétegek korrelációja a Nyugati-Kárpátokban ..... 51—66

STEGENA Lajos, HORVÁTH Ferenc, LANDY Kornélné, NAGY Zoltán & RUMPLER János
Nagy entalpiájú geotermikus rezervoárok Magyarországon ..... 195—208

SZAKÁLL Sándor
Magyarország új ásványai I. Pszeudobrookit és harmotom a Mátrából ..... 287—294

M. TÓTH Tivadar
Földtani objektumok csoportosítása gráfelmélet segítségével szeghalmi amfibolitok példáján ..... 251—263

* * *

VITÁLIS György
Rónai András emlékezete (1906—1991) ..... 107—117

KNAUER József
Megemlékezés Posgay Károlyról ..... 295—297

* * *

HAAS János
DOLOMIEU konferencia a Dolomitokban ..... 119—120

* * *

Könyvkritika

Általános természeti földrajz I. A földrajzi burok kozmogén és endogén dinamikája. JAKUCS László. — MOLNÁR Béla 308

Szedimentológia, I. BALOGH Kálmán (szerk.) — JASKÓ Sándor ..... 120—122

Solnhofen. A Study in Mesozoic Palaeontology. BARTHEL, K.W., SWINBURNE, N.H.M., CONWAY MORRIS, S. — SZENTE István ..... 122—124

* * *

HALMAI János
Főtitkári jelentés az 1991. évről ..... 299—305

CSILLING László
A Gazdasági Bizottság beszámolója az 1991. évről ..... 306—307

A Magyarhoni Földtani Társulat Alapszabálya 1991 ..... 125—131

Földtani Közlöny

Vol. 122 · No. 1 & 2—4 · 1992

Contents

DEMÉNY Attila
Origin of carbonates in lamprophyres of Hungary: a stable isotope study .... 209—232

DULAI Alfréd, SUBA Zsuzsa & SZARKA András
Study of the Toarcian (Lower Jurassic) anoxic shale in the Réka Valley (Mecsek Hills, Hungary) ..... 67—87

GERNER Péter
Recent stress field in Transdanubia (Western Hungary) ..... 89—105

HORVÁTH Erzsébet, Gábris Gyula & Etienne JUVIGNÉ
A marker in the Pleistocene of the Carpathian Basin: the Bag Tephra ..... 233—249

JUHÁSZ Györgyi
Pannonian (s.l.) lithostratigraphic units in the Great Hungarian Plain: distribution, facies and sedimentary environment ..... 133—165

JUHÁSZ Györgyi & Magyar Imre
Review and correlation of the Late Neogene (Pannonian s.l.) lithofacies and mollusc biofacies in the Great Plain, eastern Hungary ..... 167—194

MÜLLER Pál & MAGYAR Imre
Stratigraphic significance of the Upper Miocene lacustrine cardiid *Prosodacnomya* (Kötcse section, Pannonian basin, Hungary) ..... 1—38

PAPP Gábor
On the stibnite from Erdőbénye (Tokaj Mts., Hungary) ..... 39—50

PÉCSKAY Zoltán, KARÁTSON Dávid, SZAKÁCS Sándor, Ioan SEGHEDI
Contributions to the geochronology of Mt. Cucu volcano and the South Harghita (East Carpathians, Romania) ..... 265—286

REHÁKOVÁ, Daniela & MICHALÍK, Jozef
Correlation of Jurassic/Cretaceous boundary beds in West Carpathian profiles ..... 51—66

STEGENA Lajos, HORVÁTH Ferenc, LANDY Kornélné, NAGY Zoltán & RUMPLER János
High enthalpy geothermal reservoirs in Hungary ..... 195—208

M. TÓTH Tivadar
Classification of geological samples using graph theory demonstrated on amphibolites from Szeghalom (Hungary) . . . . . 251—263

SZAKÁLL Sándor
New minerals of Hungary I. Pseudobrookite and harmotome from Mátra Mts. . 287—294

Földtani Közlöny

Vol. 122 · 2—4 · 1992

Contents

JUHÁSZ Györgyi
Pannonian (s.l.) lithostratigraphic units in the Great Hungarian Plain: distribution, facies and sedimentary environment . . . . . 133—165
JUHÁSZ Györgyi & Magyar Imre
Review and correlation of the Late Neogene (Pannonian s.l.) lithofacies and mollusc biofacies in the Great Plain, eastern Hungary . . . . . 167—194
STEGENA Lajos, HORVÁTH Ferenc, LANDY Kornélné, NAGY Zoltán & RUMPLER János
High enthalpy geothermal reservoirs in Hungary . . . . . 195—208
DEMÉNY Attila
Origin of carbonates in lamprophyres of Hungary: a stable isotope study . . . . 209—232
HORVÁTH Erzsébet, Gábris Gyula & Etienne JUVIGNÉ
A marker in the Pleistocene of the Carpathian Basin: the Bag Tephra . . . . . 233—249
M. TÓTH Tivadar
Classification of geological samples using graph theory demonstrated on amphibolites from Szeghalom (Hungary) . . . . . 251—263
PÉCSKAY Zoltán, KARÁTSON Dávid, SZAKÁCS Sándor, Ioan SEGHEDI
Contributions to the geochronology of Mt. Cucu volcano and the South Harghita (East Carpathians, Romania) . . . . . 265—286
SZAKÁLL Sándor
New minerals of Hungary I. Pseudobrookite and harmotome from Mátra Mts. . 287—294

Földtani Közlöny

Vol. 122 · 2—4 · 1992

Tartalom

JUHÁSZ Györgyi
A pannóniai (s.l.) formációk térképezése az Alföldön: elterjedés, fácies és üledékes környezet . . . . . 133—165
JUHÁSZ Györgyi & Magyar Imre
A pannóniai (s.l.) litofáciesek és molluszka-biofáciesek jellemzése és korrelációja az Alföldön . . . . . 167—194
STEGENA Lajos, HORVÁTH Ferenc, LANDY Kornélné, NAGY Zoltán & RUMPLER János
Nagy entalpiájú geotermikus rezervoárok Magyarországon . . . . . 195—208
DEMÉNY Attila
Hazai lamprofírok karbonátjának eredete stabilizotóp-vizsgálatok alapján . . . . . 209—232
HORVÁTH Erzsébet, Gábris Gyula & Etienne JUVIGNÉ
Egy pleisztocén vezérszint a Kárpát-medencében: a Bag Tefra . . . . . 233—249
M. TÓTH Tivadar
Földtani objektumok csoportosítása gráfelmélet segítségével szeghalmi amfibolitok példáján . . . . . 251—263
PÉCSKAY Zoltán, KARÁTSON Dávid, SZAKÁCS Sándor, Ioan SEGHEDI
Új adatok a Kakukkhegy és szomszédsága, a Dél-Hargita geokronológiai értelmezéséhez . . . . . 265—286
SZAKÁLL Sándor
Magyarország új ásványai I. Pszeudobrookit és harmotom a Mátrából . . . . . 287—294

* * *

KNAUER József
Megemlékezés Posgay Károlyról . . . . . 295—297
HALMAI János
Főtitkári jelentés az 1991. évről . . . . . 299—305
CSILLING László
A Gazdasági Bizottság beszámolója az 1991. évről . . . . . 306—307

Könyvkritika
Általános természeti földrajz I. A földrajzi burok kozmogén és endogén dinamikája. JAKUCS László. — MOLNÁR Béla 308

Contents

(continued inside)

Ára 300 Ft 5974-93. MOL Rt. * Nyomda, Szolnok ISSN 0015—542X