

RELATIONES ANNUAE INSTITUTI GEOLOGICI PUBLICI HUNGARICI



A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET

# ÉVI JELENTÉSE

AZ 1979. ÉVRŐL

---

ГОДОВОЙ ОТЧЕТ ВЕНГЕРСКОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА  
ЗА 1979 Г.

RAPPORT ANNUEL DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE DE HONGRIE  
SUR L'ANNÉE 1979

ANNUAL REPORT OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL INSTITUTE  
OF 1979

JAHRESBERICHT DER UNGARISCHEN GEOLOGISCHEN ANSTALT  
FÜR 1979

MŰSZAKI KÖNYVKIADÓ, BUDAPEST

1981. SZEPTEMBER

316

Szerkesztette:  
a MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET  
Kiadványszerkesztő Csoportja

Technikai szerkesztő:  
RÉMI RÓBERTNÉ

Szakreferens:  
DR. NAGY ELEMÉR

HU ISSN 0368 – 9751

Kiadja a Magyar Állami Földtani Intézet  
Felelős kiadó: DR. HÁMOR GÉZA



Egyetemi Nyomda — 81.6583 Budapest, 1981  
Felelős vezető: Sümeghi Zoltán igazgató

Megjelent a Műszaki Könyvkiadó gondozásában  
Budapest, 1981

Műszaki vezető: Hegedűs Ernő  
Műszaki szerkesztő: Metzker Sándor  
A könyv formátuma: B5  
Terjedelme: 58,125 (A5) ív  
Példányszám: 1030  
Papír minősége: 120 g műnyomó  
Betűcsalád és -méret: Extended, gm/gm  
Azonossági szám: 1147



TARTALOM — CONTENT — СОДЕРЖАНИЕ

HÁMOR G.: Új feladatok előtt .....	9
HETÉNYI R.: Emlékezés Földi Miklósról .....	23
NAGY I.: Balogh Ernő emlékezete .....	29
RÓNAI A.: A 2. Nemzetközi Mérnökgeológiai Továbbképző Tanfolyam .....	33

**R e g i o n á l i s k u t a t á s o k**

**Észak-Magyarország**

BALOGH K. — KOVÁCS S.: A Szőlőszardó I. sz. fúrás .....	39
KOVÁCS S.: Alsó-devon Conodonták a nekézsényi Strázsa-hegyről .....	65
DETRE CS.: A Duna-balparti triász rögök rétegtani helyzete .....	81
HALMAI J.: A Főti Formáció makrofaunája .....	97
RADÓCZ GY.: Alginitindikáció a szarvaskői miocén barnaköszén-telepes rétegsorban ..	115

**Síkvidék**

FRANYÓ F.: A szarvasi Sz-1. sz. alapfúrás földtani és vízföldtani eredményei .....	121
BÁLDINÉ BEKE M. — HORVÁTH M. — NAGYMAROSY A.: Biosztratigráfiai vizsgálatok az alföldi flisképződményekből .....	143
KASZAB I. — GALBÁCS Z.: Mélységi vizek metántartalma és hasznosításának vizsgálata a Dél-Alföldön .....	159
GHEITH A.: A dévaványai fúrásban feltárt üledékek eredete geokémiai és ásványtani vizsgálatok alapján .....	169

**Dunántúl**

TÓTH Á. — T. GECSE É.: Dedolomitizált telérszerű kőzettestek a Nagygyeházi-medence felső-triász dolomitizátában .....	181
KÓKAI A. — RÁLISCH L.-NÉ.: Újabb adatok a mecseki anizuszi képződmények ismeretéhez .....	201
CSÁSZÁR G.: Újabb adatok a középső-kréta bauxitkeletkezésére a Padragkút Pa-7. sz. fúrás alapján .....	211
JÁMBOR Á. — PARTÉNYI Z. — SOLTÍ G.: A dunántúli bazalt vulkanitok földtani jellegei .....	225
SOLTÍ G.: A pulai gejzirit .....	241
SOLTÍ G.: A várpalotai olajpala .....	249
HORVÁTH I. — ÓDOR L. — DUDKO A. — DARIDÁNÉ TICHY M. — BIHARI D.: A Dunántúli-középhegység és környéke szénhidrogén-földtani vizsgálata .....	267
CSERNY T. — GELEI G.-NÉ — GUÓTH P.: Badacsonyi környékének építésföldtana .....	283
MOLDVAY L.: A magyarországi középhegységek közepes mélységű „jólvezető” képződményeiről .....	293

**Módszertani kutatások****Paleontológia**

MIHÁLY S.: Az Aggteleki-karszt középső-triász Echinoideái . . . . .	297
VIGH G.: Új, valamint patológikus Brachiopodák és Ammonitesek a tatai Kálvária-domb jura rétegeiből . . . . .	333
KECSKEMÉTNÉ KÖRMENDY A.: Scanning elektronmikroszkópi héjszerkezeti vizsgálatok eocén Lamellibranchiátákon . . . . .	357
BOHNÉ HAVAS M.: A Ditrupa cornea (L.) és konvergens formáinak szelekciója scanning elektronmikroszkóppal . . . . .	387
RÁKOSI L.: Magyarországi Polychaeta maradványok . . . . .	417
LESS Gy.: Új módszer orbitoid nagy Foraminiferaék equatoriális metszeteinek vizsgálatára . . . . .	445
KORDOS L.: A hasznosi felső-miocén gerinces lelőhely kora emlős-zonáció alapján . . . . .	459
KORPÁSNÉ HÓDI M.: A Vértes és a Gerecse nyugati előtere pannóniai Mollusca biózónái . . . . .	465
KROLOPP E.: Negyedidőszaki sztratotípusaink Mollusca faunája: Kisláng . . . . .	477
KRETZOI M.: Fontosabb szórványleletek a MÁFI Gerinces-gyűjteményében (6. közlemény) . . . . .	483
PÁLFALVY I.: A magyarországi Engelhardia fajok rétegtani, ökológiai és cönológiai szerepe . . . . .	491

**Ásvány-kőzettan**

VARGA Gy.: Újabb adatok az összesült tufalepek és ignimbritek ismeretéhez . . . . .	499
VICZIÁN I.: Kevert rétegű paragonit-muszkovit révfülöpi anchimetamorf kőzetekből . . . . .	511
FARKAS L.—KÜRTHYNE KOMLÓSI J.: Az aluminit szerkezeti vizsgálata röntgendiffrakciós és termoanalitikai módszerrel . . . . .	515

**Geokémia**

RISCHÁK G.—LEKNER M.: Kalcit- és dolomittartalom kémiai módszerekkel való meghatározásának kritikai elemzése . . . . .	525
--	-----

**Környezetvédelem**

MOLDVAY L.: Negyedidőszaki és környezetvédelmi földtan Sásd és Komló között . . . . .	539
---	-----

**Régészet**

BÁCSKAY E.: A magyar holocénsztratigráfia régészeti dokumentációs pontjainak rétegtani adatai . . . . .	551
---	-----

**Információ**

JOCHÁNE EDELENYI E.: A Halimbai Bauxit számítógépes vizsgálatának eredményei . . . . .	561
FÖLDESSY J.: Adatlapos földtani anyagfeldolgozás . . . . .	583

\* \* \*

HÁMOR G.: On the eve of new issues . . . . .	13
HETÉNYI R.: To the memory of Miklós Földi . . . . .	26
NAGY I.: To the memory of Ernő Balogh . . . . .	31
RÓNAI A.: The 2nd International Postgraduate Training Course in Engineering Geology . . . . .	37

**Regional Works****North Hungary**

BALOGH K. — KOVÁCS S.: The Triassic sequence of the borehole Szőlőszárdó 1 . . . . .	53
KOVÁCS S.: Lower Devonian conodonts from the Strázsa-hegy, near Nekézseny, Uppony Mts., N Hungary . . . . .	71
DETRE Cs.: Stratigraphic position of the Triassic blocks on the left side of the Danube . . . . .	87
HALMAI J.: Die Makrofauna der Formation von Fót . . . . .	112
RADÓCZ Gy.: An indication of alginite (oil shale) in the Miocene lignite-bearing sequence of Szarvaskő . . . . .	119

**Lowlands**

FRANYÓ F.: Geological and hydrogeological results of key borehole Szarvas 1 . . . . .	142
BÁLDI-BEKE M. — HORVÁTH M. — NAGYMAROSY A.: Biostratigraphic investigation of flysch formations in the Great Hungarian Plain . . . . .	157
KASZAB I. — GALBÁCS Z.: Analytical and economic test of methane in subsurface waters of the southern Great Hungarian Plain . . . . .	167
GHEITH A.: On the origin of the Dévaványa subsurface sediments, Great Hungarian Plain . . . . .	177

**Transdanubia**

TÓTH Á. — T. GECSE É.: Dedolomitized dyke-like rock bodies in the Upper Triassic dolomite substratum of the Nagygyháza basin . . . . .	200
KÓKAI A. — RÁLISCH-FELGENHAUER E.: Contributions to the knowledge of the Mecsek Mountains' Anisian . . . . .	209
CSASZAR G.: Contributions to the question of Middle Cretaceous bauxitization upon data from the borehole Padragkút Pa-7 . . . . .	223
JÁMBOR Á. — PARTÉNYI Z. — SOLTÍ G.: Geological features of basalt volcanics in Transdanubia . . . . .	238
SOLTÍ G.: The geysers of Pula . . . . .	246
SOLTÍ G.: Oil shale at Várpalota . . . . .	264
HORVÁTH I. — ÓDOR L. — DUDKÓ A. — DARIDA-TICHY M. — BIHARI D.: Hydrocarbon-geological monitoring of the Transdanubian Central Mountains region . . . . .	280
CSERNY T. — GELEI-FILIPPOVA G. — GUÓTH P.: Engineering geology of the environs of Badacsony . . . . .	291
MOLDVAY L.: Medium-deep-situated "fairly conductive" formation in the Hungarian highland ranges . . . . .	295

**Methodological researchs****Palaeontology**

MIHÁLY S.: Mitteltriadische Echinoideen des Aggteleker Karstes . . . . .	314
VIGH G.: Neue sowie pathologische Brachiopoden und Ammoniten aus den jurassischen Schichten des Kalvarien-Hügels von Tata . . . . .	340
KECKSEMÉTI-KÖRMENDY A.: Examination of Eocene bivalve shell structures by scanning electron microscopy . . . . .	363
BOHN-HAVAS M.: Selection of <i>Ditrupea cornea</i> (L.) and forms convergent with it by scanning electron microscope . . . . .	391
RÁKOSI L.: Polychaeta fossil records of Hungary . . . . .	428
LESS Gy.: New method for the examination of equatorial sections of larger orbitoid Foraminifera . . . . .	449
KORDOS L.: The age of the Upper Miocene vertebrate locality of Hasznos in terms of mammal zonation . . . . .	462

KORPÁS-HÓDI M.: Pannonian Mollusca biozones in the foreland to the Vértes and Gerecse Mountains .....	475
KROLOPP E.: Mollusc fauna of Quaternary in Hungary: Kisláng .....	481
KRETZOI M.: Wichtigere Streufunde in der Wirbeltiersammlung der Ungarischen Geologischen Anstalt (6. Mitteilung) .....	490
PÁLFALVY I.: Stratigraphische, ökologische und zöologische Rolle der Engelhardia-Arten aus Ungarn .....	495

### Mineralogy-Petrology

VARGA GY.: Contributions to the knowledge of welded tuffs and ignimbrites .....	509
VICZIANI I.: Mixed-layer paragonite-muscovite from the anchimetamorphic rocks of Révfülöp .....	513
FARKAS L. — KÜRTHY-KOMLÓSI J.: Structural investigations on aluminite by X-ray and thermoanalytical methods .....	522

### Geochemistry

RISCHÁK G. — LEKNER M.: A critical analysis of chemical techniques to test calcite and dolomite contents .....	537
--	-----

### Nature conservancy

MOLDVAY L.: Quaternary and environmental geology of a zone between Sásd and Komló, S Hungary .....	548
--	-----

### Archeology

BÁCSKAY E.: Archeological documentary sites of the Hungarian Holocene: stratigraphic record .....	559
---	-----

### Information

JOCHA-EGDELÉNYI E.: The bauxite deposits of Halimba in the light of a computerized data processing .....	581
FÖLDESSY J.: Diamond drill core logging using data sheets .....	593

\* \* \*

ХАМОР Г.: В преддвери новых задач .....	17
*ХЕТЕНЬИ Р.: К памяти Фёлди Миклоша .....	26
*НАДЬ И.: К памяти Балог Эрнё .....	31
*РОНАЙ А.: 2-ые Международные Инженерно-геологические курсы по повышению квалификации .....	37

### Региональные исследования

#### Северная Венгрия

*БАЛОГ К.—КОВАЧ Ш.: Буровая скважина № 1 Сёлешардо .....	53
*КОВАЧ Ш.: Раннедевонские конодонты с горы Штража у с. Некежень .....	71
*ДЕТРЕ Ч.: Стратиграфическое положение триасовых глыб левобережья Дуная .....	87

\* Резюме на английском языке

\*\* Резюме на немецком языке

**ХАЛМАЙ Й.: Макрофауна формации Фоти	112
*РАДОЦ ДЬ.: Проявление алгинитов в слоистой толще миоценовых бурых углей у с. Сарвашкё	119

### Равнинные области

*ФРАНЬО Ф.: Геологические и гидрогеологические результаты сарвашской опорной скважины С-1	142
*БАЛДИ-БЕКЕ М.—ХОРВАТ М.—НАДЬМАРОШИ А.: Биостратиграфические исследования флишевых образований Большой Венгерской низменности	157
*КАСАБ И.—ГАЛБАЧ З.: Содержание метана глубинных вод и исследование их применимости в южной части Большой Венгерской низменности	167
*ГЕИТ А.: Происхождение осадочных отложений, вскрытых дэваньской скважиной, на основании геохимических и минералогических исследований	177

### Задунайский край

ТОТ А.—Т. ГЕЧЕ Е.: Раздоломиченные жилообразные тела горных пород в верхнетриасовом доломитовом основании бассейна Надельдхаза	200
*КОКАИ А.—РАЛИШ-ФЕЛГЕНХАУЕР Э.: Новейшие данные к познанию мечекских анизусских образований	209
*ЧАСАР Г.: Новейшие данные по образованию среднеловых бокситов на основании материалов скважины Падрагкут Па-7	223
*ЯМБОР А.—ПАРТЕНЬИ З.—ШОЛТИ Г.: Геологические признаки задунайских базальтовых вулканитов	238
*ШОЛТИ Г.: Гейзириты у с. Пула	246
*ШОЛТИ Г.: Варпалотские сланцы	264
*ХОРВАТ И.—ОДОР Л.—ДУДКО А.—ДАРИДА-ТИХИ М.—БИХАРИ Д.: Геологическое исследование на углеводороды Задунайского среднегорья и окрестностей	280
*ЧЕРНИ Т.—ГЕЛЕИ-ФИЛИППОВА Г.—ГОТ П.: Инженерная геология окрестностей г. Бадачонь	291
*МОЛДВАИ Л.: О „хорошо восприимчивых“ образованиях средних глубин Венгерского среднегорья	295

### Методологические исследования

#### Палеонтология

**МИХАЙ Ш.: Среднетриасовые эхиноидеи Аггтелекского карста	314
*ВИГ Г.: Новые, а также патологические брахиоподы и аммониты из юрских слоев холма Кальвария у г. Тата	340
*КЕЧКЕМЕТИ-КЕРМЕНДИ А.: Исследование строения раковин эоценовых пластинчато-жаберных моллюсков при помощи сканирующего электронного микроскопа	363
*БОН-ХАВАШ М.: Селекция <i>Ditropa cornea</i> (L.) и их конвергентных форм сканирующим электронным микроскопом	391
*РАКОШИ Л.: Остатки <i>Polychaeta</i> в Венгрии	428
*ЛЕШ ДЬ.: Новый метод исследования экваториальных сечений орбитоидных крупных фораминифер	449
*КОРДОШ Л.: Возраст разреза верхнемиоценовых позвоночных у с. Хаснош на основании зональности млекопитающих	462
*КОРПАШ-ХОДИ М.: Биозоны паннонских моллюсков гор Вертеш и западного предгорья Герече	475
*КРОЛОПП Э.: Фауна моллюсков из стратотипов квартера Венгрии: Кишланг	481
**КРЕЦОИ М.: Важнейшие спорадические находки в коллекции позвоночных Венгерского геологического института (6 выпуск)	490
**ПАЛФАЛВИ И.: Стратиграфическая, экологическая и ценологическая роль видов <i>Engelhardia</i> Венгрии	495

**Минералогия — петрография**

- \*ВАРГА ДЬ.: Новейшие данные к познанию спекшихся туфовых покровов и игнимбри-  
тов ..... 509
- \*ВИЦИАН И.: Смешаннослоистые парагонит-мусковиты из анхиметаморфических по-  
род у Рэвфюлёпа ..... 513
- \*ФАРКАШ Л.—КЮРТИ-КОМЛОШИ Й.: Изучение структуры алюминита рентгено-  
дифракционным и термоаналитическим методами ..... 522

**Геохимия**

- \*РИШАК Г.—ЛЕКНЕР М.: Критический анализ определения содержания кальцита  
и доломита химическими способами ..... 537

**Охрана окружающей среды**

- \*МОЛДВАИ Л.: Геология четвертичных отложений и охраны окружающей среды между  
населенными пунктами Шашд и Комло ..... 548

**Археология**

- \*БАЧКАИ Э.: Стратиграфические данные археологической документации по стратигра-  
фии голоцена Венгрии ..... 559

**Информация**

- \*ЙОХА-ЭДЕЛЕНЬИ Э.: Результаты исследования халимбских бокситов с применением  
ЭВМ ..... 581
- \*ФЁЛДЕШИ Й.: Обработка геологических материалов с помощью формуляров ..... 593

## ÚJ FELADATOK ELŐTT

A Magyar Állami Földtani Intézet 110 éves tevékenysége hűen tükrözi a magyar gazdasági élet mindenkori helyzetét, feladatait, problémáit. Munkássága, célkitűzései követték állami és társadalmi életünk sorsfordulóit, közvetve a világgazdasági helyzet gyakori változásait. Ma már lehetőségünk és egyben feladatunk (főleg a felszabadulás utáni 35 év gazdag tapasztalatainak birto-  
kában) a földtani kutatómunka még körültekintőbb tervezésével, következe-  
tesebb végrehajtásával, eredménycentrikus számonkérésével a földtudományt  
megillető és a népgazdaság által igényelt lépéselőny megszerzése, offenzív és  
hosszútávú kutatáspolitikai kialakítása.

Ennek *lehetőségét* a kiemelkedően eredményes földtani kutatás által meg-  
határozott időre biztosított ásványi nyersanyag-ellátottság (ez feltétele a táv-  
lati célokat is figyelembe vevő, de ugyanakkor tudományosan megalapozott  
nyersanyag-kutatási stratégiának), valamint a társadalom részéről széleskörűen  
és egyre konkrétan megfogalmazódó igények teremtették meg.

1979. évi *aktualitását* a globális energia- és nyersanyag-éhség, a hazai ás-  
ványi nyersanyagok fokozott hasznosítására irányuló párt- és kormányhatá-  
rozatok, a tudományos kutatás továbbfejlesztését célzó tudománypolitikai  
felülvizsgálatok és határozatok, „Az ország természeti erőforrásainak átfogó  
tudományos vizsgálata” című tárcaszintű kutatási főirány országos szintre  
emelése, az V. ötéves terv eredményes befejezése és a VI. ötéves terv koncep-  
cionális előkészítése egyaránt bizonyítja.

A lényegesen megváltozott környezeti feltételek, az Intézet vezetésében  
történt személyi változás és a záródó kutatási programok *szükségszerűvé* tet-  
ték koncepcióink, célkitűzéseink, feladataink felülvizsgálatát, illetve kialakítá-  
sát. A munkát az Intézet profiljának és alapvető feladatainak ismételt át-  
gondolásával, a VI. ötéves terv földtani kutatási feladatainak kialakításával  
és az ebből adódó 1980. évi feladatok meghatározásával kezdtük.

Ennek eredményeképpen kialakult, hogy az Intézet fő profilja

- az ország területének *regionális földtani kutatása* a hasznosítható ás-  
ványi nyersanyagok feltárása és a népgazdaság távlati fejlesztési ter-  
veinek megalapozása céljából,
- a *földtani előkutatás*, mint a gyakorlati célú geológiai kutatás első  
fázisa,
- a további *nyersanyag-kutatási fázisok* tudományos módszerű és gaz-  
dasági mérlegelést is lehetővé tevő *megalapozása*.

Profiljából adódóan fő feladatai:

- az ország földtani felépítésének rendszeres, átfogó és részletes vizsgálata;
- az ország áttekintő és részletes földtani térképeinek felvétele és kiadása;
- ásványi nyersanyag-prognózisok készítése;
- a regionális építés- és településtervezés, a mezőgazdaság, a vízgazdálkodás és a környezetvédelem földtani természeti erőforrásainak feltárása;
- a földtani alap kutatás Intézetre háruló feladatainak ellátása.

Feladata továbbá az ásványi nyersanyag-kutatás, az országos jellegű földtani tudományos szolgáltatások fenntartása (többek között szaktudományi kiadói tevékenység), nemzetközi kötelezettségek teljesítése és a Központi Földtani Hivatal hatósági tevékenységéhez szükséges szakmai döntéselőkészítés.

E feladatrendszerhez igazodva készítettük el az Intézet VI. ötéves tervi tervkoncepcióját.

Ennek fontosabb célkitűzései a következők:

- a megkezdett kutatási feladatokat eredményesen és határidőre befejezzük;
- csökkentjük a témák számát és a rangsorolt régiók kutatására illetve az ásványi nyersanyag-prognózisok előkészítésére koncentrálunk;
- nyersanyag-kutatási feladatainkat a tervidőszakban aktuális termelés-előkészítő kutatások szerint ütemezzük;
- az Intézet kutatási eredményeinek gyors hasznosítása érdekében fokozzuk és bővítjük kiadói tevékenységünket;
- fejlesztési tevékenységünket a kiértékelő-kamerális munkára, azon belül a gépi adatfeldolgozásra összpontosítjuk. A földtani kutatási módszerek, új anyagvizsgálati irányok fejlesztése terén nagyobb mértékben támaszkodunk hazai és külföldi kooperációs kapcsolatainkra.
- A kutatói munka hatékonyságának növelése érdekében beruházási lehetőségeinket az intézeti főépület III. emeletének és a Szabó József utcai épület rekonstrukciójára használjuk fel.

Tervelőkészítő vizsgálataink egyaránt számbavették területi, nyersanyag-kénti és tematikus súlyozás szerinti feladatainkat és az előre látható pénzügyi erőforrásokat.

1980. évi tervünket így már nagyobb áttekintésben körvonalazódott feladataink alapján állítottuk össze. A terv főbb vonásai: először vettük tervbe a kutatási programok elkészítését, melyek alapvető fontosságúak egy adott feladat teljes áttekintésében, ütemezésében, eredményes végrehajtásában. A terv kialakításakor alapvető szempont volt az Intézet munkájának zavartalan továbbvitele, az egyes terveiklusok közötti folyamatos és töretlen átmenet biztosítása, és a közelmúlt intézeti koncepcionális, kutatáspolitikai és módszertani problémáiból adódó tanulságok levonása.

Döntő jelentőségű elemei tervünknek: elhatároztuk a szelvényyszerű földtani felvételek újraindítását (Aggtelek—Rudabányai-hegység, Velencei-hegység); a szénhidrogén-kutatást és -prognózist megalapozó kutatásaink volumenének növelését; megkezdjük új nyersanyag-kutatási feladatok végrehajtá-



sát a magyarpolányi területen (barnakőszén), Ófalu környékén (feketekőszén) és a Ny-mátrai területen (színesérc); kialakítottuk az építőanyag-ipari prognózisok elkészítésének terveit és módszereit, a környezetvédelmi, felszíni szennyvezetésérzékenységi térképek mintapéldányait és agrogeológiai kutatásaink fejlesztési irányait. Célul tűztük ki a kiadási volumen 30%-os emelését (különös tekintettel a térképanyagok nyílt és gyors kiadási lehetőségeire, ipari kooperációs partnereink igényeinek kielégítésére), a magnetosztratigráfiai módszerek adaptálását, anyagvizsgálati módszereink revízióját, és meghatároztuk az országos mélyfúrási számítógépi adatbank létesítésének konkrét feladatait. Növeltük a földtani alapszelvény-program ütemét és aktuálgeológiai kutatásainkat kiterjesztettük a Balaton vizsgálatára. Véglegesítettük vidéki magraktáraink fejlesztési terveit is.

A fentiekben vázolt alapvető feladatok mellett természetesen 1979. évi tervfeladataink maradéktalan teljesítésére törekedtünk elsősorban. A teljesség igénye nélkül az évi munka eredményei közül az alábbiakat emelem ki:

- A korábbinál fokozottabb erővel folytattuk az ország legfontosabb ásványi nyersanyagaival (szénhidrogén, szén, bauxit, színesérc, felszín alatti víz és építőipari ásványi nyersanyagok) kapcsolatos prognózis-előkészítő tevékenységet. A szénhidrogén-prognózis előkészítése során elkészült az ország pannóniai képződményeit egységesen bemutató térképsorozat. A bauxitprognózisok továbbfejlesztése céljából kiadtuk a Dunántúli-középhegység bauxitföldtani térképét 1:100 000 méretarányban. A barnakőszén-prognózis keretében (KDT szénbázisa) megkezdődött a magyarpolányi területen az előkutatás. Elkészült a cserhát—mátra—bükkaljai lignitterület prognózis-térképsorozata. A felszín alatti vízprognózis keretében befejeződött a hegyvidéki területek tájegységenkénti vízföldtani kutatása és elkészült az ország felszín alatti vízforgalmi térképe 1:500 000 méretarányban.
- A területi komplex kutatások keretében folytattuk az Alföld 1:100 000 ma. komplex földtani térképezését. Elkészült az L—34—43 Békéscsaba jelű térképatlasz. A Dunántúli-középhegység 1:200 000 ma. térképezése keretében elkészült 5 térképlap fedetlen földtani térképe, és folytattuk a Ny-Mecsek földtani térképezését. A Börzsöny—Dunazug-hegység ércföldtani kutatása során befejeztük a fúrásos kutatást, a régi bányavágatok felújítását és a terepmunkát. Ezzel megteremtettük a feltételeit a feladat 1980. évi lezárásának.
- Építésföldtani feladataink közül Budapest és a Balaton építésföldtani térképezése keretében elkezdtük az Intézetünk által felvett területek 1:20 000 ma. végleges változatainak szerkesztését, így a munkák befejezése és a kiadás előkészítése az V. ötéves terv utolsó évében megtörténik. Folytattuk Pécs építésföldtani térképezését és a felszínmozgások területet országos kataszterének munkáit.
- A dokumentációs és információs feladatok keretében kiemelt feladat volt a számítástechnika bevezetése a földtani adatok nyilvántartására és programszerű feldolgozására. A több évet igénylő feladat az útkeresés éveitől a megvalósítás szakaszába lépett. Kiadtuk az 1977. évi mélyfúrási alapadatokat tartalmazó kötetet, megjelentettünk 4 kiadványkötetet, 2 térképatlaszt, 6 térképmagyarozót és 11 térképlapot, elkészítettük az évi Országos Ásványvagyon mérleget.

- A Területi Földtani Szolgálatok alapfeladataik ellátása mellett a területi gyakorlati igényeknek megfelelően végeztek környezetvédelmi, mérnökgeológiai, építőanyag-kutatási, valamint hidro- és agrogeológiai kutatómunkákat.

A tervév fontos eredményeinek tekintjük néhány — időben megérett és előzőekben vázolt koncepciókhoz — feladatokhoz igazodó — intézeti probléma megoldását.

Az Intézet szervezetének alapvető változtatása nélkül megerősítettük a földtani térképezést végrehajtó kutatóosztályokat (Középhegységi Osztály, Észak-magyarországi Osztály) az Alkalmazott Földtani Osztály megszüntetésével és a Szilárd Ásványi Nyersanyag Prognózis Osztály munkájának időszakos szüneteltetésével felszabaduló kutatókkal. Utóbbi osztály feladata érc-prognosztika terén inkább adott területek földtani (Aggtelek — Rudabányai-hgs.) vagy ércprospekciós előkészítését igényelte (Ny-Mátra), így személyi állományát a területi kutatóosztályra csoportosítottuk át. A darnói kutatási program konzekvenciái alapján konkrét kutatási feladatokat alakítottunk ki.

Rendeztük és nagymértékben decentralizáltuk a hatásköröket, a feladat végrehajtásához szükséges szervezeti és anyagi feltételek egyidejű biztosításával. Kíldogoztuk az anyagi és erkölcsi ösztönzés intézeti végrehajtási tervét, különös tekintettel a munkák eredményeként megjelenő végtermékekre (publikációkra) illetve hasznosított fejlesztési eredményekre. Felmértük káderellátottságunk problémáit, ifjúságpolitikai, képzési, továbbképzési és nyelvtanítási teendőinket.

Megkezdtük az Intézet külső kapcsolatainak rendszeres továbbfejlesztését a hazai fontosabb nyersanyag-kutatási szervezetekkel és kutatóhelyekkel (Országos Kőolaj- és Gázipari Tröszt; MAT-Bauxitkutató Vállalat, Országos Földtani Kutató és Fúró Vállalat, Mecseki Ércbányászati Vállalat). Nemzetközi kapcsolatainkat a magyar-amerikai MTE keretében a Geological Surveyvel, a berlini ZGI-vel fejlesztettük tovább és részt vettünk a prágai Földtani Intézet 60 éves fennállásának jubileumán.

A Központi Földtani Hivatallal egyetértésben kialakítottuk új munkakapcsolatainkat: jelentős lépést tettünk előre a feladatok programszintű meg-alapozása és a jól koordinált fővállalkozói rendszer érdekében.

Feladataink fontosságának, méreteinek, időigényeinek ismeretében és a velük járó felelősség tudatában meggyőződéssel állítom, hogy a Magyar Állami Földtani Intézet és dolgozói készek és képesek e feladatoknak eleget tenni. Őszintén remélem, hogy feladatainkat igényesen, magas szakmai színvonalon, a gazdasági élet minden területén realizálódó eredményekkel tudjuk végrehajtani. E célkitűzések valóra váltásához kérjük szaktársadalmunk nélkülözhetetlen, együttérző és értő segítségét, aktív együttműködését, esetenkénti kritikáját.

DR. HÁMOR GÉZA  
igazgató

## ON THE EVE OF NEW ISSUES

The 110 years of activities of the Hungarian Geological Institute truly reflect the condition, tasks and problems of the Hungarian economy of the time. The work done and the goals proposed by the Institute were always adapted to historical changes in the political and social life of the country and, in an indirect way, to the frequent changes in world economy. Given the wealth of experience gained during the 35 years that have elapsed since the Liberation, now we can and must develop an offensive, long-term research policy pushing progress in earth sciences ahead of the requirements of the Nation's economy.

The *possibility* for this has been provided by the availability of raw material supplies for a finite time as a result of intense geological investigations (a prerequisite for a science-based, long-term mineral exploration strategy) and by the ever increasing social recognition of the demand formulated in national plans.

The *actuality* of the problems in 1979 is proved convincingly by the global deficiency of energy and mineral supplies. The Party and Government resolutions urge an increased use of the Nation's mineral resources. The revision of science policies and decisions are aimed at further progress in scientific research: the promoting of the project "Comprehensive scientific study of the country's natural resources" from ministerial to governmental level; the successful completion of the Fifth Five-Year Plan and preparations for the Sixth Five-Year Plan.

Substantial changes in environmental conditions, a personal change in the management of the Institute and the research projects being completed made it *imperative* for us to revise our concepts, objectives and tasks and to formulate new ones. We began this work by analyses of the scope and basic functions of the Institute; planning the geological research projects to be implemented under the Sixth Five-Year Plan and formulating the tasks for the year 1980.

The research plans of the Institute have been formulated to accomplish the following goals in the future:

- (i) *regional geological investigation* of the country's territory to explore commercial mineral deposits and to provide a sound scientific foundation for long-term national economic planning;
- (ii) *geological reconnaissance* as the first stage of the exploration sequence;
- (iii) creation of a *scientific basis* for further mineral exploration and determination of the economic value of mineral deposits.

The main objectives of the Institute's research plans are:

- (1) to investigate the country's geology comprehensively and in detail;
- (2) to survey the country's territory and to compile and publish small- and large-scale maps;
- (3) to prepare prognoses on mineral resources;
- (4) to explore the geological and other natural resources for regional building and settlement planning, agriculture, water management and environmental control;
- (5) to carry out fundamental geological research in those fields which fall within the Institute's scope.

These duties include: nation-wide mineral prospecting and scientific services to be provided in the field of geology (publication of the results of investigations), carrying out international agreements and contributions to professional decision making by the Central Office of Geology as a ministerial authority.

Adapting ourselves to these duties, we have prepared the draft of the Institute's Vth Five-Year Plan. The principal objectives included therein consist of the following:

- (a) to complete current research projects on schedule;
- (b) to reduce the number of subjects dealt with and focus all efforts upon the regions specially selected according to their degree of importance and on mineral resource predictions;
- (c) to adapt a timetable for our prospecting works to prepare for pre-extraction activities envisaged for the plan;
- (d) to widen and intensify publishing activities towards providing a rapid access to the Institute's research results;
- (e) to concentrate development efforts on evaluation and interpretation work and especially on computerized data processing. In the domain of geological research methodology and laboratory analytical development a greater emphasis should be placed on cooperation with other firms, both national and foreign, through a more efficient use of existing cooperation channels.

In order to increase the efficiency of the work of our scientific staff, the available funds are to be used for a reconstruction of the IIIrd floor or the Institute's main building and the building in the Szabó József Street.

In our preparations for planning, particular attention was paid to the following tasks to be selected and ranked regionally, by types of raw materials and thematically and the funds to rely on.

Thus we could establish our plan for the year 1980 on the basis of our tasks already outlined in a wider perspective. Principal features of the plan are that for the first time we have included research programs which are crucial for having an overview of a particular project, for establishing its timetable and for its successful execution. The basic element of our planning has been to enable an unbroken continuation of the Institute's work, to ensure a continuous transition between successive plan terms and to learn from the lessons derived from the problems of conception, research policy and methodology faced by the Institute in the recent past.

Crucial elements of our plan are: (i) to re-launch geological surveys along selected section lines (Aggtelek Karst—Rudabánya Mts., Velence Mts.); (ii) to increase the volume of our investigations oriented towards hydrocarbon exploration and prognosis; (iii) to launch new mineral prospecting projects in the Magyarpolány area (lignite), near Ófalu (coal) and in the western Mátra Mts. (polymetallic ores); (iv) to develop plans and methods for predictions as to building raw materials as well as the model sheets of environment control- and surface-sensitivity-to-pollution maps and the trends of development in agro-geological research. Goals have been set to increase the volume of published products by 30% (with particular goal for rapid publishing of nonconfidential

engineering geology, prospecting for local building raw materials, hydrogeology and agrogeology.

An important achievement of 1979 was, in my opinion, the solution of some organizational and other problems of the Institute. These issues have been adapted to the newly formulated concepts outlined in the foregoing.

Without changing radically the Institute's organization, we have strengthened the research departments carrying out geological mapping (Central Mountains Department, North Hungary Department) by transferring to these sections the scientific staff of the Applied Geology Department and by temporarily suspending the activities of the Solid Mineral Prediction Department. The duties of this latter department in the domain of ore mineral prediction consisted mainly of regional geological investigations (Aggtelek Karst—Rudabánya Mts.) or ore prospecting in definite areas (western Mátra), so that its staff was relocated to the corresponding regional geological research department. In the light of the consequences of the Darnó Research Project concrete research tasks have been formulated.

Functions have been strictly specified and largely decentralized and thus the conditions, both organizational and material, for their completion have been assured. We have worked out a new system to be adopted at the Institute for awards and bonuses to stimulate higher performance. In this connection, preference will be given to contributors of final products (publications) and to those who develop methods and techniques of practical use. The problems of availability of cadre and the work to be done in the fields of youth policy, education, postgraduate training, including foreign language courses, have been assessed.

Systematic measures have been taken towards improving the relations of the Institute to the major Hungarian mineral exploration organizations and research institutions (National Oil and Gas Trust, Bauxite Exploration Enterprise, National Geological Investigation and Drilling Enterprise, Mecsek Ore Mining Enterprise). The Institute's international relations have been improved and widened. Within the frame of the Hungarian—U. S. Agreement on Scientific and Technological Collaboration, we have signed a bilateral agreement with the U. S. Geological Survey. The cooperation with ZGI Berlin has been considerably improved. Representatives of the Institute took part in the celebrations of the 60th anniversary of the Geological Institute in Prague.

New working relations have been developed with the Central Office of Geology; considerable progress has been achieved in laying foundations for project-programming and developing a well-coordinated system of main and subcontractors.

Being aware of the importance of our projects, of their size and volume and the time required for their execution, I affirm, with full conviction, that the staff of the Hungarian Geological Institute are ready and able to meet these requirements. I hope sincerely that we shall be able to carry out the work envisaged at a high technical level, producing results manifesting themselves in all fields of economic life. To achieve these objectives, we shall certainly need to enjoy sympathy and understanding and a helping hand on the part of all fellow professionals. Their active cooperation and occasional criticism are encouraged.

DR. G. HÁMOR  
Director

## В ПРЕДДВЕРИИ НОВЫХ ЗАДАЧ

Деятельность Венгерского геологического института за 110 лет верно отражает положение, задачи и проблемы венгерской экономики соответствующих периодов. Творческая деятельность и постановка целей Института были всегда приурочены к поворотным пунктам в истории государства и общества, а также косвенно на них влияли частые изменения обстановки мировой экономики. Благодаря богатому опыту 35-ти лет, истекших со дня освобождения страны, в настоящее время нам предоставлена возможность для того, чтобы — путем более тщательного и сознательного планирования геологических работ и более последовательного их исполнения, а также внедрения системы ускоренного и более эффективного предоставления получаемых результатов — обеспечить своевременное научное обоснование предусмотренных планами развития народного хозяйства заданий, конкретно: разработать стратегию оффенсивной и долгосрочной политики научных исследований. В изложенном и заключается наша основная задача.

*Возможности* для этого созданы благодаря обеспеченности минерально-сырьевой базы страны на определенные, правда, ограниченные сроки в результате необычайно успешных геологоразведочных работ (это является предпосылкой научно обоснованной поисково-разведочной стратегии, учитывающей и перспективные цели), а также благодаря осознанию все более широкими прослойками общества спросов и их формулировке во все более конкретной форме в планах развития народного хозяйства.

*Актуальность* вопроса доказывается дефицитом энергетической и минерально-сырьевой базы в мировом масштабе; партийно-правительственными решениями, направленными на усиленное использование отечественных минеральных ресурсов; ревизиями научной политики и соответствующими решениями, имеющими целью дальнейшее развитие научных исследований; поднятием главного направления „Комплексное научное исследование природный ресурсов страны“ с ведомственного уровня на правительственный; успешным завершением V пятилетнего плана и подготовкой к разработке концепций VI пятилетнего плана.

Существенно изменившаяся научно-политическая и экономическая обстановка, личное изменение в руководстве Института и вступившие в стадию завершения научно-исследовательские программы *потребовали* ревизии наших концепций, целей и задач, а также их новой формулировки. Работу мы начали анализом соображений о профиле и главных обязанностях института, формулированием заданий VI пятилетки в области геологии и определением задач на 1980 г.

В результате этих разработок был уточнен основной профиль Института, который сводится к следующему:

- *региональное геологическое исследование* территории страны с целью поисков месторождений полезных ископаемых и обоснования перспективных планов развития народного хозяйства;
- проведение геологических исследований, представляющих собой предварительную стадию *геологоразведочных работ*;
- научное обоснование дальнейших *стадий поисков и разведки полезных ископаемых*, позволяющее судить об экономической целесообразности продолжения поисково-разведочных работ.

map products and satisfying the requirements and needs of our industrial cooperating partners); (v) to adapt magneto-stratigraphic methods and to revise our laboratory analytical methods; (vi) to establish a National Computer Data Bank for Drilling Information. (vii) The rate of progress of the National Geological Key Section Program has been increased and our geological research on sedimentary processes has been extended to include a study of Lake Balaton. (viii) Development plans concerning our core repositories located in various parts of the country have been finalized.

In addition to the basic tasks outlined in the above, our primary efforts were aimed at fulfilling our plan for 1979. Without listing the work done completely, may I point out the following:

1. Preparations for predictions concerning the major mineral raw materials of the country (hydrocarbons, coal, bauxite, base metals, subsurface water and building raw materials) were carried on at an unprecedented rate. In connection with the preparation of hydrocarbon prediction, a map-series showing the country's Pannonian formations was completed. In bauxite prediction, the Bauxite-Geological Map of the Transdanubian Highland Range, scale 1:100,000, was issued. In lignite prediction (coal for the Central Transdanubian Trust), reconnaissance was commenced in the Magyarpolány area. The prediction map-series of the Cserhát – Mátra – Bükkalja lignite zone was completed. Under the Subsurface Water Resources Prediction project the study of the mountainous regions by separate regional units was finished and the National Map of Subsurface Water Budget was completed at a scale of 1:500,000.

2. In regional geological investigations, the complex geological mapping of the Great Hungarian Plain at the scale of 1:100,000 was continued and the atlas labelled L-34-43 Békéscsaba was completed. In mapping the Transdanubian Highland Range at a scale of 1:20,000, the subsurface geological maps for 5 quadrangles were finished and the geological mapping of the western Mecsek was continued. In the course of the metallogenetic survey of the Börzsöny – Dunazug Mts. the research drilling activities, the renovation of old mine workings and the field-works were finished. Thus the conditions for completion of the project in 1980 were assured.

3. In our engineering-geological tasks, we completed the Budapest and Lake Balaton Engineering Geological Mapping project and the finalized versions of 1:20,000-scale map-sheets for the quadrangles surveyed. The project will be finished and the preparations for publication completed in the last year of the Vth Five-Year Plan. The engineering geological mapping of Pécs and the work devoted to establishing a National Cadastre of Slump-Affected Areas were continued.

4. An outstanding task in the field of documentation and information has been the introduction of computer technology for geological data banking and programmed data processing. This project of several years duration, has now, after years of seeking ways and means, entered the stage of implementation. Furthermore, a volume containing the basic drilling data of 1977 was published, and 4 issues of serial periodicals, 2 map atlases, 6 map-explanations and 11 map-sheets were printed. The National Mineral Reserves balance was established.

5. The Territorial Geological Surveys, in addition to fulfilling their basic duties, conducted activities in various fields such as environmental control,

Главные задачи Института, вытекающие из его профиля:

- систематическое, комплексное и детальное изучение геологического строения страны;
- обзорная и детальная геологическая съемка территории страны, а также составление и издание соответствующих карт;
- составление прогнозов на полезные ископаемые;
- выявление геологических и других природных ресурсов регионального планирования размещения объектов инженерно-жилищного строительства, сельского хозяйства и охраны окружающей среды;
- выполнение задач фундаментальных геологических исследований, входящих в профиль Института.

Задачами Института являются, кроме того, производство поисков месторождений полезных ископаемых, обеспечение геологических научно-исследовательских служб общегосударственного характера (в том числе деятельность по изданию геологических работ и карт), выполнение работ, вытекающих из международных соглашений и контрактов, подготовка материалов и предложений, способствующих принятию Центральным геологическим управлением соответствующих решений ведомственного характера.

Разработка концепций VI пятилетнего плана Венгерского геологического института была осуществлена с учетом вышеизложенной системы заданий. Важнейшие задания Института на период VI пятилетки сводятся к следующему:

- успешно завершить в намеченные сроки текущие исследовательские задачи;
- уменьшить количество тем и сконцентрировать усилия на исследование районов в очередности их народно-хозяйственной важности, а также на подготовку прогнозов минеральных ресурсов страны;
- подбор поисковых заданий и сроки их выполнения приурочить к работам, направленным на подготовку соответствующих месторождений к промышленному освоению;
- для быстрого использования результатов проведенных Институтым исследований усилить и расширить деятельность по изданию монографий и карт;
- в области развития и усовершенствования существующих и новых методов нашу деятельность сконцентрировать на камеральные работы (оценка полученных результатов), в том числе на обработку данных при помощи ЭВМ. В области развития разработок методов геологических исследований и новых направлений в лабораторных аналитических работах мы будем в большей степени опираться на кооперирование связей со своими отечественными и зарубежными партнерами;
- для повышения эффективности работы научных сотрудников Института ассигнования на капитальные вложения будут использованы преимущественно на реконструкцию III этажа главного здания Института и здания по улице Сабо Йожефа.

В процессе подготовки планов учитывались, с одной стороны, задания, сгруппированные в порядке их важности по районам, по видам минерального сырья и тематическому содержанию, а, с другой стороны, потенциальные финансовые средства.



Таким образом свой план на 1980 г. мы составили уже на основании заданий, очерченных в перспективе. Главные черты плана сводятся к следующему: впервые в истории Венгерского геологического института запланировано составление научно-исследовательских и поисковых программ, необычайно важных для обеспечения полного обзора каждого конкретного задания, для определения сроков и успешности выполнения. При разработке плана мы руководствовались принципом обеспечения бесперебойного продолжения начатых Институтом работ, непрерывного и выдержанного перехода с одного планового периода на другой с учетом извлечения уроков из концепциональных, научно-политических и методических проблем, возникших в недалеком прошлом в деятельности Венгерского геологического института.

Рассмотрим важнейшие элементы нашего плана: мы решили снова приступить к проведению геолого-съемочных работ по опорным разрезам (Аггтелекский карст—горы Рудабанья, горы Веленце); увеличить объемы исследований, предназначенных для обоснования поисков углеводородов и прогнозов на них; начали выполнение новых поисковых заданий на участке Мадьярполань (бурый уголь), в районе с. Офалу (каменный уголь) и в западной части гор Матра (полиметаллические руды); разработали планы и методы составления прогнозов сырья для производства строительных материалов: составили макеты карт охраны окружающей среды и чувствительности к загрязнению земной поверхности, а также разработали направления развития геологических исследований мелиоративного характера. Приняты решения по увеличению объема издаваемых Институтом публикаций и карт на 30% (с особым вниманием на ускоренное издание несекретных карт и на удовлетворение запросов наших промышленных партнеров по кооперации); по внедрению магнито-стратиграфических методов, ревизии методик лабораторных аналитических работ и были определены конкретные задачи по созданию общегосударственного банка данных для хранения и обработки буровой информации с помощью ЭВМ. Увеличены темпы выполнения программы по выделению и обработке геологических опорных разрезов, а актуально-геологические исследования Института были распространены и на исследование озера Балатон. Кроме того, были приняты окончательные проекты кернохранилищ, создаваемых Венгерским геологическим институтом вне Будапешта.

Кроме формулирования вышеизложенных основных задач мы стремились, естественно, прежде всего к полному выполнению своих плановых заданий 1979 г. Без полноты изложения предмета мы ограничимся перечислением важнейших достижений 1979 г.:

- Работы по подготовке прогнозов на важнейшие виды полезных ископаемых страны (углеводороды, уголь, бокситы, полиметаллические руды, подземные воды и минеральное сырье для производства строительных материалов) велись с большими по сравнению с предыдущим периодом усилиями. В процессе подготовки прогнозов на нефть и газ была составлена серия карт, изображающих паннонские отложения страны на основе унифицированной легенды. Для усовершенствования прогнозов на бокситы мы издали карту геологии бокситов Задунайского среднегорья масштаба 1:100 000. В рамках прогнозов на бурый уголь (сырьевая база Центрально-Задунайского Треста угольной промышленности) были начаты поиски на участке Мадьярполань. Кроме того, завершено составление серии прогнозных карт зоны лигнитов „Черхат—Матра—Бюккалья“. В рамках прогнозов на подземные воды начали гидро-

геологическое исследование горных областей по физико-географическим районам и составили карту режима подземных вод страны в масштабе 1:500 000.

- В рамках комплексных региональных исследований было продолжено рамочное геологическое картирование Большой Венгерской низменности в масштабе 1:100 000. Завершено составление атласа Л-34-43 Бекешчаба. В рамках картирования Задунайского среднегорья в масштабе 1:20 000 были составлены геологические карты со снятым чехлом для 5 квадратов и продолжено геологическое картирование Западного Мечека. В процессе металлогенических исследований горной зоны Бержень—Дуназуг закончили разведочное бурение, возобновление старых горных выработок и полевые работы. Тем самым были созданы условия для завершения выполнения задания в 1980 г.
- Из числа инженерно-геологических задач началось составление окончательных вариантов карт для участков, заснятых силами Института в масштабе 1:20 000. Таким образом, работы будут завершены и материалы подготовлены к печати в последнем году пятилетки. Продолжались работы по инженерно-геологической съемке города Печ и по составлению национального кадастра оползнеопасных участков.
- Первоочередная задача в области обработки научно-технической документации и информации состояла во внедрении математической вычислительной техники для учета и обработки по соответствующим программам геологических данных. В результате усилий, затраченных в последние годы для нахождения самого подходящего пути к созданию эффективной научно-информационной службы в области геологии, в настоящее время наступила стадия осуществления этого задания. В 1979 г. был издан сборник фактических материалов скважин глубокого бурения, пройденных в 1977 г. Опубликованы 4 тома текстовых изданий, 2 атласа карт, 6 объяснительных записок к картам и 11 листов карт. Кроме того, составлен годовой баланс запасов полезных ископаемых страны.
- Территориальные геологические службы, наряду с исполнением своих основных обязанностей, проводили работы в области охраны окружающей среды, а также инженерно-геологические, гидрогеологические и агрометеорологические исследования и поиски строительных материалов.

Важным достижением 1979 года считается решение ряда назревших внутриинститутских проблем, связанных с вышеизложенными концепциями и новыми заданиями.

Без коренного изменения организационной структуры Венгерского геологического института были укреплены его научно-исследовательские геологосъемочные отделы (Отдел Задунайского среднегорья, Отдел Северной Венгрии) кадрами, освободившимися в результате упразднения Отдела прикладной геологии и временного прекращения деятельности Отдела прогнозов на твердые полезные ископаемые. Задачи последнего отдела требовали в области прогнозирования рудных ресурсов проведения геологических работ, приуроченных к определенным конкретным районам (Аггтелекский карст-горы Рудабанья) или подготовки к поискам руд (Западная Матра). В связи с этим личный состав отдела был переведен в соответствующий региональный геологосъемочный от-

дел. По итогам исследовательской программы Дарно разработаны конкретные поисковые проекты.

Упорядочили и значительно децентрализовали руководство, причем обеспечили как организационные, так и материальные предпосылки выполнения заданий. Разработали директивы внутри института по применению новых принципов при материально-моральном поощрении трудящихся, придающие особое предпочтение авторам завершенных работ (публикаций) или же работникам, достижения которых в области развития новых методов и приемов нашли конкретное практическое применение. Проведен анализ проблем обеспеченности кадрами, и уточнены наши задачи в области молодежной политики, образования, повышения квалификации кадров и относительно курсов иностранных языков.

Начали систематическое усовершенствование и расширение связей Венгерского геологического института с важнейшими отечественными поисково-разведочными организациями и предприятиями (Общегосударственный Трест нефтегазовой промышленности, Предприятие по разведке на бокситы Венгерского треста алюминиевой промышленности, Общегосударственное геолого-разведочное и буровое предприятие и Мечекское горнорудное предприятие). Ширились международные связи Института: заключено соглашение по обмену специалистами с Геологической службой Соединенных Штатов Америки в рамках венгеро-американского двустороннего соглашения по научно-техническому сотрудничеству; было расширено и усовершенствовано сотрудничество с Центральным геологическим институтом в Берлине. Кроме того, представители нашего Института приняли участие в праздновании шестидесятилетия Центрального геологического института г. Праги.

В согласии с Центральным геологическим управлением были созданы новые формы рабочих контактов; сделан значительный шаг вперед по пути к программированному обоснованию исследовательских проектов с целью создания хорошо координированной системы осуществления работ на контрактных началах.

Сознавая важность и объемы намеченных работ, время, требуемое для их выполнения, а также связанную с ними ответственность, я с полным убеждением заявляю, что Венгерский геологический институт и его работники готовы и способны к решению поставленных перед ними задач. Искренне надеюсь, что свои обязанности сможем исполнить на высоком научно-техническом уровне и что выполнение наших задач принесет результаты, скажущиеся во всех отраслях народного хозяйства. Для достижения этих целей надеемся на солидарную помощь и понимание, а также активное содействие со стороны профессиональной общественности, а в некоторых случаях и на критику.

д-р Г. ХАМОР  
директор



## EMLÉKEZÉS FÖLDI MIKLÓSRA

HETÉNYI RUDOLF

1979. október 12-én hunyt el a Magyar Állami Földtani Intézet tudományos csoportvezetője, FÖLDI Miklós geológus.

E napon a kérlelhetetlen és könyörtelen halál egy tevékeny életnek vetett véget, személyében a Földtani Intézet és a magyar geológustársadalom fáradhatatlan, kiváló kutatót veszített el.



FÖLDI MIKLÓS  
1932—1979

FÖLDI Miklós 1932. március 7-én született Vácon, kisipari alkalmazottak gyermekeként. Édesapja korai halála miatt gimnáziumi tanulmányait csak törés után tudta befejezni, közben hajógyári munkásként dolgozott. 1956-ban szerzett geológusi oklevelet az Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Karán.

Szakmai munkáját a Mélyépítő Tervező Vállalat talajmechanikai laboratóriumában kezdte, hamarosan azonban a Komlói Mélyfúró Vállalatnál helyezkedett el, ahonnan hét év után került a Magyar Állami Földtani Intézetbe. Itt tizenhat évig, korán bekövetkezett haláláig dolgozott.

Munkásságának túlnyomó része a Mecsek hegység és a Villányi-hegység földtani kutatásához kötődik. Ezen a területen dolgozott nemcsak a Komlói

Mélyfúró Vállalat geológusaként, hanem az Intézetben eltöltött idejének legnagyobb részében is. A K-Mecsek részletes földtani újratérképezése során 1:10 000 méretarányú térképlapok felvételezésében, szerkesztésében és a magyarázók megírásában vett részt. Térképező munkája során az 1974-ig mélyült összes mélyfúrásban és a felszíni feltárásokban részletesen vizsgálta a mecseki feketeköszén alsó-liász fedőképződményeit. Ezt a munkáját monografikusan is összefoglalta. A kőszénfedő képződmények vizsgálatát eszköznek tekintette a Mecsek hegység feketeköszén kincsenek megismerésére. Megszerkesztette a komlói terület mélyföldtani térképét, részt vett a hosszúhetényi terület kutatásában és a Váralja-D—Máza-D-i terület első kutatófúrásainak vizsgálatában is. Évekig dolgozott a Hidas környéki barnaköszén kutatásán, majd a zárójelentés összeállításán.

Része volt a baranyai karbon képződmények vizsgálatának és a K-Mecsek homokprognózisa felvételi és szerkesztési munkáinak. Nagy részt vállalt a Villányi-hegység híres díszítőköveire vonatkozó, terepi felvétellel és részletes vizsgálatokkal egybekapcsolt prognózisának elkészítéséből és a hozzá csatlakozó felderítő kutatásból. Ezeknek a munkáknak a kapcsán tanulmányokat készített a Villányi-hegység vízföldtani kérdéseiről is.

Később — talán pályakezdő munkája és a prognózisokhoz kapcsolódó műszaki földtani problémák kapcsán is — a műszaki földtan, a mérnökgeológia iránt vonzódott. Részt vett az 1:10 000 és 1:25 000 méretarányú építésföldtani térképszerkesztési módszerek kidolgozásának KGST témájában. 1974-től az Intézet budapesti építésföldtani csoportjának vezetője volt.

Tudományos munkásságának vázlatos ismertetéséből is kiderül, hogy életcéljának az ásványi nyersanyagok kutatását tekintette, minden munkájánál a gyakorlati célt tartotta szem előtt, ez azonban nem gátolta meg abban, hogy a megoldások tudományos módszereit is tanulmányozza és továbbfejlessze. Lépést tartott szakterülete fejlődésével, figyelt az új eredményekre, sőt ezeket saját felismeréseivel is gazdagította.

Nem ismert könnyű vagy nehéz munkát, kis vagy nagy feladatot, nem volt jelentéktelen előtte semmi, ami a szakmájára, maga választotta hivatására vonatkozott. Az egyszerűbbnek látszó problémák megoldásához is nagy lelkesedéssel látott hozzá és nem keresett kifogást, nem tért ki olyan feladatok elvégzése elől sem, amelyekre szabad idejének egy részét is fel kellett használnia.

A munkájával kapcsolatos tudományos problémák állandóan foglalkoztatták, azok megvitatására sohasem volt fáradt. Eredményes tevékenységéért az elismerés sem maradt el, két alkalommal kapta meg a Földtani Kutatás Kiváló Dolgozója kitüntetését.

Kutatómunkája mellett tudott időt szakítani arra is, hogy intézetünk társadalmi-politikai életében is részt vegyen. Feladatokat vállalt a pártban, a szakszervezetben és az MHSZ-ben is.

Nem lenne teljes a FÖLDI Miklósról vázolt kép, ha geológiai munkásságának és tudományos eredményeinek ismertetése mellett nem szólnánk értékes emberi tulajdonságairól és jellemvonásairól is.

Szerény volt és segítőkész. A szakmai vagy más kérdésekben hozzá forduló munkatárs sohasem távozott úgy, hogy tőle ne kapott volna jótanácsot, útbaigazítást. Akiket bizalmába fogadott és megtisztelt barátságával, azok olyan melegszívű embert vesztek el benne, akire a jóban és a nehéz időkben is egyaránt lehetett számítani. Szellemes volt és szinte mindig jókedvű. Jó volt vele dolgozni, derűs kedélyével sokszor tette könnyebbé kollégái számára a

problémákkal terhes napokat is. Halála minden munkatársa számára pótolhatatlan veszteség.

Ismerve nagy szorgalmát, szaktudását, kiváló képességeit és rátermettségét, még sok új eredményt vártunk tőle. Utolsó éveiben súlyos betegségben szenvedett, de munka- és hivatásszeretete akkor sem hagyta őt pihenni. Betegen is dolgozott, de terveit sajnos már nem sikerült megvalósítania, azonban életműve így is teljes, egész.

A szeretetre méltó ember és a kiváló geológus emlékét őrizni és ápolni fogják munkatársai, barátai és tisztelői; tudományos munkái pedig (amelyekkel feliratkozott a magyar föld jeles kutatóinak sorába) még sokáig forrásul és tanulsággul szolgálnak a jelen és a jövő geológusnemzedékei számára.

### FÖLDI MIKLÓS SZAKIRODALMI MUNKÁSSÁGA

- A Mecsek hegységi alsó-liász kőszéntelepes csoport faunahatározója. — 1962. Földt. Int., kézirat.
- A hidasi terület földtani felépítése. — 1966. Földt. Int. Évi Jel. 1964-ről.
- A Mecsek hegység felső-szinemuri képződmények szintezési lehetőségei. — 1967. Földt. Int. Évi Jel. 1965-ről.
- PÓLAY Gy.: A mecseki alsó-liász kőszénkutatásának és hasznosításának története. — 1970. Földt. Int. Évk. 51. 3.
- Újabb vízföldtani adatok a villányi-hegységi karsztterületről. — 1971. Földt. Int. Évi Jel. 1970-ről.
- NAGY E. — NAGY I. — DETRE Cs. — HETÉNYI R.: A Villányi-hegység triász időszaki képződményei. — 1971. Földt. Int., kézirat.
- Siklós-Rózsabánya és Vokány D-i diszítókő-kutatási terület vízföldtani viszonyai. — 1972. Földt. Int., kézirat.
- A Mecsek hegység felső-szinemuri képződményei. — 1973. Földt. Int., kézirat.
- GUOTH P. — GELEI G. — NÉ — SCHAREK P.: Jelentés a Vszegingeo-MÁFI 1972–75. évekre jóváhagyott „Az 1:10 000 és 1:25 000 méretarányú építésföldtani, térképezési módszerek kidolgozása” c. témában való együttműködés 1974. évben Moszkvában megtartott konzultációjáról. — 1974. Földt. Int., kézirat.
- A MÁFI Déldunántúli Osztályának geológus-kollektívájával közösen: A Mecsek-hegység 1:10 000 méretarányú földtani térképsorozata, magyarázókkal és alapadat-gyűjteményekkel:
- |                |                |
|----------------|----------------|
| Hosszúhetény-D | 1967           |
| Pécs-Vasas     | 1967           |
| Pécs-Meszés    | 1968           |
| Hird           | 1968           |
| Nagymányok     | 1968           |
| Komló          | 1970           |
| Kárász         | 1972 (Kézirat) |
| Óbánya         | 1973 (Kézirat) |
| Szászvár       | 1973 (Kézirat) |
| Magyaregregy   | 1974           |
| Hosszúhetény-É | 1976           |
| Mecseknádasd   | 1976           |
| Ófalu          | 1976           |
| Kisújványa     | 1978           |
- A Keleti-Mecsek homokjainak prognózisa. I–III. — 1968–70. Földt. Int., kézirat.
- A dél-baranyai karbon alaphegység vizsgálata. I–III. — 1969–71. Földt. Int., kézirat.
- A Villányi-hegység nemes építőkő vizsgálata. I–III. — 1969–71. Földt. Int., kézirat.
- A Villányi-hegység nemes építőkő típusai. I–III. — 1970–71. Földt. Int., kézirat.
- Zárójelentés a siklói Zuhánya-bánya környéki nemes építőkő kutatásáról. — 1971. Földt. Int., kézirat.

- Zárójelentés a siklósi Rózsa-bánya környéki nemes építőkő kutatásáról. Felderítő és részletes fázis. — 1971. Földt. Int., kézirat.
- Zárójelentés a siklósi „Legelő-dűlő” területi felső-jura nemes építőkő kutatásáról. — 1972., Földt. Int., kézirat.
- Zárójelentés a Nagytótfalu (Vokány) területi középső-triász nemes építőkő kutatásáról. Felderítő fázis. — 1972. Földt. Int., kézirat.

## TO THE MEMORY OF MIKLÓS FÖLDI

by

R. HETÉNYI

Miklós FÖLDI, Head of a working staff, at the Hungarian Geological Institute, died on 12 October, 1979. That day the cruel and merciless Death finished the industrious life of an indefatigable, outstanding researcher of the Hungarian geological society.

Miklós FÖLDI was born on March 7, 1932, at Vác. He graduated in geology from the Roland Eötvös University (Budapest) in 1956.

He started to work at the Soil Mechanical Laboratory of the Deep Constructions Planning Company, then he soon joined for two years the Komló Drilling Company. Thereafter he spent sixteen years, up to his early death, in the Hungarian Geological Institute.

Most of his activity was devoted to the geological study of the Mecsek and Villány Mountains. During the geological re-mapping of the eastern Mecsek Mts, M. FÖLDI surveyed, plotted and explained 1:10 000-scale geological maps. He made a detailed study of the Lower Liassic rocks underlying the coal seams in the Mecsek Mountains. After completion of the subsurface map of the Komló area, he took part in the investigation of the Hosszúhetény area and in the logging of the first boreholes set in the S Váralja — Máza zone. For some years, he participated in brown coal explorations in the Hidas area.

M. FÖLDI also joined the investigations of the Carboniferous rocks in Baranya and the forecasts for sand deposits in the E Mecsek Mountains. Prognosis and prospecting with laboratory testing for the famous facing stone resources of the Villány Mts, moreover hydrogeological studies of the zone were also shared by him.

Later, and perhaps in connection with reminiscences of his career-starting period of life and also due to requirements raised by prognostication works, he turned again towards engineering geology. This turnpoint was marked by his collaboration in the development of COMECON's engineering-geological survey methods. From 1974 on, he undertook the direction of the Budapest Engineering-Geological Staff of our Institute.

Glancing at his lifework, it is clear that the bulk of M. FÖLDI's activities is attached to mineral explorations. This reflects a practical grasp of things, however, he remained invariably interested in studying and developing scientific methods and approaches to problems. He kept pace with international development in his field of scientific interest and adopted the latest results and sometimes even complemented them with his own contributions.



He made no difference between easy or laborious work and paid attention to anything related with his chosen profession.

Owing to his successful work, he was twice awarded the title „Distinguished Researcher of Geology”.

He was modest and helpful, every time ready to give information or advice to his co-workers who asked him for help.

Reminding of his diligence, capacity and devotion, we may say that he was with good reason, expected to produce new results of work. Despite his suffering from a heavy disease, his devotion kept him invariably working in the last years of his life. No chance was given to him to carry out every plan he had in mind, nevertheless, his oeuvre is complete.



## BALOGH ERNŐ EMLÉKEZETE

NAGY ISTVÁN

Nagy veszteség érte Intézetünket BALOGH Ernő, nyomdánk vezetője 1979. október 25-én tragikus hirtelenséggel bekövetkezett halálával. Mint megbecsült tagját, az Intézet saját halottjának tekintette és munkatársaink nagy részével vettünk végső búcsút tőle 1979. november 9-én a cinkotai temetőben.



BALOGH ERNŐ  
1937—1979

BALOGH Ernő 1937. május 9-én született Szigetváron, egy hatgyermekes községi kovácmester családjában. Középiskolai tanulmányait a pécsi Nagy Lajos Gimnáziumban kezdte meg, majd a budapesti Kölcsey Ferenc Gimnáziumban folytatta és ott érettségizett 1955-ben. Kereskedelmi tanulónak jelentkezett, de tanulmányait édesapja halála miatt meg kellett szakítania, munkát vállalt adminisztrátorként, majd irodagépműszerész mellett dolgozott.

1958-ban megnősült, házasságából két fiú született. 1959-ben került a nyomdaipari szakmába a Tempó KSz Sokszorosító Üzemébe, ahol elsajátította a szakma alapvető ismereteit, majd rotagépmesterként dolgozott. Állandóan képezte magát, beiratkozott a Nyomdaipari Technikumba, ennek végzése közben üzemvezetői beosztást nyert. Munkahelyén három ízben nyerte el a „Kiváló Dolgozó” kitüntető címet.

1965. január 1-én került Intézetünkhöz az akkor létrehozott házinyomdába gépmesterként. Röviddel ezután 1965. március 3-án megbízást kapott a nyomda vezetésére. A feladat jelentőségét mélyen átérezve látott munkához. Szakmáshoz, az új iránti érzelme hamarosan rávezette a földtani térképkiadás feladatainak megértésére, problematikájának áttekintésére, a munka szépségére, amely az egyre jobb és jobb megoldásokra ösztönözte. Jó szervező-készségével olyan gárdát tudott maga körül kialakítani, amelynek segítségével fel tudott nőni a feladat nagyságához. Mint a kollektíva erejére támaszkodó vezető el tudta érni, hogy a kezdetben egyszerű eszközökkel induló házinyomda olyan üzemmé fejlődjék, amely képes ellátni a magyar földtani térképkiadás nyomdatechnikailag is sajátos és rendkívül bonyolult feladatait. Annak ellenére, hogy a nyomda technikai felszereltsége messze elmarad a modern nagy nyomdaüzemekétől, színes földtani térképei a világ legkiválóbb nyomdatermékeinek a minőségét érték el. Azzal, hogy munkatársait nevelte, maga is állandóan tanult, egyre alaposabb ismerője lett a részfolyamatoknak, egyre inkább képessé vált arra, hogy a sokrétűbbé váló feladatokhoz megtalálja a megfelelő megoldásokat. Munkatársai nevelésében alapelve volt, hogy azok ne csak egy-egy részmunka elvégzésére legyenek képesek, hanem ismerjék meg az egész munkafolyamatot és abban szükség esetén több poszton is megállják a helyüket. Gondosan ügyelt a munkamorálra, arra törekedett, hogy minden munkafázisban biztosítsa a folyamatos ellátottságot.

BALOGH Ernő nagy szakmai elhivatottsággal dolgozott. Ragaszkodott a nyomdához, melynek fejlődésében a saját kezemunkáját is látta. Az állandó fejlődés érdekében sokat tett. Képes volt a földtani szakma igényeinek teljes befogadására, eljutott oda, hogy egy-egy megoldáshoz már maga tudott ötletet adni a munkát igénylő geológusoknak. Ez az együttműködési készség eredményezte, hogy a főfeladatot jelentő térképkiadás mellett a nyomda egyre több munkaközi anyagot volt képes készíteni az Intézet kutatói számára. A sokasodó feladatok természetesen vonták maguk után az újabb technológiai eljárások bevezetését. BALOGH Ernő kezdeményező-készsége lehetőséget adott mindezek megvalósítására. Számos újításnak beillő ötletét vezette be a nyomdai gyakorlatba.

Szakmai eredményeit, rátermettségét az Intézet közvéleménye egyértelműen elismerte, hasonlóképpen az Intézet vezetősége is. Ezt az elismerést tükrözi az 1967-ben és 1969-ben részére adott Elnöki Dicséret és az 1977-ben elnyert „Kiváló Dolgozó” kitüntetés. BALOGH Ernő humánuma, fejlett igazságérzete vezette arra az Intézet dolgozóit, hogy 1977-ben beválasszák a Szakszervezeti Bizottságba. A társadalmi munkában is megállta a helyét, teljes odaadással dolgozott egészen haláláig.

1972-ben az ő kezdeményezésére alakult meg az Intézet első munkabrigádja, amely az évek folyamán többszörös aranykoszorús szocialista brigáddá vált és elnyerte az „Intézet Kiváló Szocialista Brigádja” címet is.

Mindössze 42 éves volt ez a derűs, közvetlen, segítőkész ember, amikor meghalt, alkotóereje teljében, mindnyájunkat megdöbbentő hirtelenséggel. Nem egészen 15 éves intézeti munkássága azonban komoly érték számunkra. Emlékét nemcsak munkatársai őrzik meg, hanem sokkal tovább azok a szép-kivitelű, értékes földtani térképek, térképmagyarázók és egyéb munkák, amelyek a keze alól kerültek ki, s amelyekben az áll, hogy „Készült a Magyar Állami Földtani Intézet nyomdájában, felelős vezető: Balogh Ernő”.

## TO THE MEMORY OF ERNŐ BALOGH

by  
I. NAGY

The Hungarian Geological Institute has suffered a great loss by the death on October 25, 1979, of Ernő BALOGH (42), the former Head of our Printing Shop. Because of the general appreciation deserved by him in life, he was considered the Institute's own dead when we bade farewell with great sympathy to him on November 9, 1979, at Cinkota Cemetery.

Ernő BALOGH joined the Institute on January 1, 1965, as master mechanic. Shortly thereafter (March 3, 1965) he was promoted to Printing Shop Head. As a good organizer, he could collect a good staff around himself to meet the high requirements of the Institute. At the beginning the Printing Shop disposed of rather unsatisfactory technical means. Later on, however, it was developed into a press capable of accomplishing the complicated tasks, rather peculiar even printing-technically, raised by the Institute's intention to publish the geological maps of Hungary. Despite the fact that this printing press was still far from being up-to-date in machine stock and capacity, its personnel was able to produce coloured geological maps hitting world standards.

We recall him and it is the beautiful and valuable geological maps, explanatory booklets and other printed materials of his, labelled: „Made in the Printing Office of the Hungarian Geological Institute. Responsible manager: Ernő Balogh” that will ever remind us to pay tribute to his memory.



## A 2. NEMZETKÖZI MÉRNÖKGEOLÓGIAI TOVÁBBKÉPZŐ TANFOLYAM

RÓNAI ANDRÁS

Az 1975-ben rendezett első tanfolyam lebonyolítása után az UNESCO 1977 elején tartott Nairobi Kongresszusán a Magyar UNESCO Bizottság képviselője vállalta a tanfolyam további magyarországi megrendezését.

A Földtani Intézet Igazgatójának felterjesztésére a Központi Földtani Hivatal a második tanfolyam tervezetét jóváhagyta. Az előzetes költségvetés és a részletes tematika összeállítása után az Igazgató felkérte a Budapesti Műszaki Egyetem rektorát a közreműködésére s az első tanfolyamhoz hasonlóan az oktatáshoz szükséges tanterem biztosítására. A Minisztertanács a 3085/1978. (III. 8.) sz. határozatában hozzájárult a Tanfolyam megrendezéséhez és biztosította a költségvetést. Az UNESCO 10 000 USA dollár támogatást biztosított a repülőjegyek fedezetére.

A márciusban elkészült Circuláré-ból 300 példányt küldtünk az UNESCO központba, további példányokat kaptak a Földtani Intézettel kapcsolatot tartó hazai és külföldi intézetek. A jelentkezési határidő 1978. szeptember 30. volt.

1978 márciusában felkértük az IBUSZ-t a tanfolyamra érkező hallgatók szállásának biztosítására, az ösztöndíjas hallgatóknak küldendő repülőjegyek intézésére, valamint a tanfolyamra érkező részvételi díjak és UNESCO támogatás fogadására, kezelésére, s a tervezett kirándulások autóbusz-, étkezés-, szállásigényének kielégítésére.

1978. április-május folyamán kialakult a tanfolyam tanterve, szerződést kötöttünk az előadókkal és az új jegyzetek szerzőivel. A Szervező Bizottság tagjai a következők voltak: RÓNAI A. tanfolyamigazgató, SCHAREK P. tudományos titkár, SIROSS Z. szervező titkár.

Új jegyzetekre volt szükség a következő tantárgyaknál:

1. Soil mechanics, Soil physics (felkért előadó KÉZDI Á.)
2. Foundation (GABOS GY.)
3. Applied hydrogeology (KORIM K.)
4. Practical application of hydrodynamic models (KOVÁCS GY.)
5. Geophysical prospecting (GÁLFY J.)
6. Deep foundations and underground structures (GRESCHIK GY.)

1978. szeptember 30-ig 32 jelentkezés futott be. A jelentkezések végleges száma 21 országból 43 volt. A tanfolyam előadásai és gyakorlatai a következők voltak:

1. Rock physics
2. Soil mechanics, Soil physics

KÉRTÉSZ P.  
KÉZDI Á.

3. Foundation	GABOS GY.
4. Applied hydrogeology	KORIM K.
5. Hydrology	V. NAGY I.
6. Practical application of hydrodynamic models	KOVÁCS GY.
7. Geomorphology	PÉCSI M.
8. Geophysical prospecting	GÁLFY J.
9. Chemistry of rocks and natural waters	IKRÉNYI K.
10. Explorations, field- and laboratory examinations	AUJESZKY G.
11. Principles of geology	DUDICH E.
12. Mineral raw materials for building	AUJESZKY G.
13. Application of aerial photographs in engineering geology	CZAKÓ T.
14. Engineering geological mapping	RÓNAI A.
15. Applications of engineering geological maps and guiding principles of mapping	GABOS GY.
16. Deep foundations and underground structures	GRESCHIK GY.
17. Geotechnical problems of landslides and deep excavations	LAZÁNYI I.
18. Urban development and planning	LOCSMÁNDI G.
19. Engineering geology of the hydraulic engineering works and reservoirs	PAPP F.
20a. Agrogeological problems in irrigated areas	SZABOLCS I.
20b. Correlation between geological features and the site as the base of forest management	SZODFRIDT I.

A Felvételi Bizottság 1978. november 14-én tartott ülésén 13 jelentkezőt vett fel és további hármat jelölt ki lemondások esetére. Június 4-én volt a Magyar Állami Földtani Intézet dísztermében az ünnepélyes megnyitó. A tanfolyam-hallgatók végleges létszáma 9 országból 13 volt. A következők:

AJAYI C. O. geofizikus	Ahmadu Bello Univ., Zaria, Nigéria
BROOKES S. E. geológus	Jamaica Geol. Survey, Kingston, Jamaica
FADARE V. O. geológus	Nigerian Steel Dev. Authority, Kaduna, Nigéria
IDDIRISU Y. geofizikus	Geol. Survey, Koforidua, Ghána
KAAYA E. Z. geológus	ELTE Alkalmazott és Műszaki földtani Tansz., Budapest
KOVÁCS J. geológus	VIZITERV, Budapest
LERDTHUSNEE S. egyet. tanár	Chiangmai Univ. Dep. of Geol. Sci., Faculty of Sci., Chiang Mai, Thaiföld
OGBE F. G. A. geológus	Nigerian National Petr. Corp., Benin City, Nigéria
ONYEKWELU L. mérnökgeológus	Projects Dev. Inst., Enugu, Nigéria
SANGANERIA J. S. mérnökgeológus	Geol. Survey, Jaipur, India
SATYANARAYANAN G. C. geológus	Geol. Survey, Nagpur, India
WEDRAOGO L. geológus	BUVOGMI, Ouagadougou, Felső-Volta
ZEIN I. A. M. geológus	Rural Water Corp., Khartoum, Szudán

Az előadásokat június 5.—július 31. között tartottuk. Az előadások ideje alatt megrendeztünk 4 egynapos kirándulást, 2 egésznapos vidéki gyakorlatot, valamint 3 terepi gyakorlatot (1. és 2. ábra). A gyakorlatok keretében a hallgatók megtekintették a MÁFI-t, a VITUKI-t, az ELGI-t, a budapesti METRO építkezéseket, a Földrajztudományi Kutató Intézetet, a SZIKKTI-t, a VÁTI-t, a Kartográfiai Vállalatot, valamint az előadók munkahelyeit.

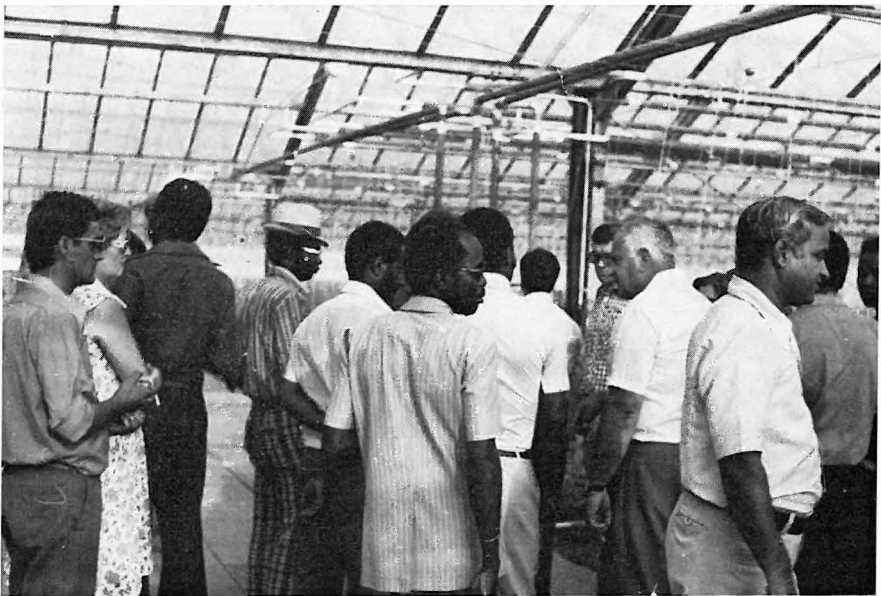
Augusztus elején a hallgatók kétszer kétnapos kirándulás keretében megtekintették a Dunántúl és az Alföld mérnökgeológiai szempontból legérdekebb tájait és építményeit. Augusztus hónap folyamán megírták záródolgozataikat a következő témákban:

- AJAYI C. O.: Geophysical measurements used in civil engineering.  
 BROOKES S. E.: Geotechnical problems of structures founded on clay.  
 FADARE V. O.: Exploration and geotechnical investigation of clays.





1. ábra. Térképező gyakorlat a Budai-hegységben  
Fig. 1. Survey training in the Buda Mountains



2. ábra. Látogatás a szarvasi Árpád TSZ termálfűtésű üvegházaiban  
Fig. 2. Visit to the thermal-water-heated green-houses of the Árpád Farmer's Co-operative at Szarvas

- IDDIRISU Y.: Possibilities of preparation of engineering geological maps in Ghana.  
 KAAYA E. Z.: Use of geological maps in oil prospecting.  
 KOVÁCS J.: Ground water balance in the eastern part of the Transdanubian Mountain-range. Hydrogeological problems concerning the increase of the reservoir at Fehérvárcsurgó.  
 LERDTHUSNEE S.: Prospecting and utilization of geothermal energies.  
 OGBE F. G. A.: Lateritic materials in engineering practice in the Tropics; Nigeria.  
 ONYEKWELU L.: Applied hydrogeological practice for the construction of waterwell bore holes.  
 SANGANERIA J. S.: Geotechnical studies for planning tunnel prospects in soft grounds.  
 SATYANARAYANAN G. C.: Aerial photo interpretation in engineering geological mapping.  
 WEDRAOGO L.: Utilisation of aerial photos in engineering geology.  
 ZEIN I. A. M.: Natural raw materials for building industry. Prospecting evaluation of the environmental impact.

Az augusztusi kirándulások befejezése után augusztus 13—21. közötti idő állt a hallgatók rendelkezésére a konzultációkra és záródolgozatuk megírására. A konzultációk a készülő dolgozattal egyúttal a hallgatók vizsgázását is jelentették.

A konzultációs lehetőségekkel a hallgatók éltek és dolgozatírás közben több intézet- és laborlátogatást végeztek. Augusztus 21-én, a kitűzött határidőre, minden dolgozatot beadtak. Ezeknek elbírálása és a konzulensekkel való megvitatása után kiállítottuk a hallgatók bizonyítványát a tanfolyam sikeres elvégzéséről.

A konzultációkkal egyidőben minden hallgató kérdőívet kapott, amelyen véleményt kértünk a tanfolyam tudományos és technikai szervezéséről, az előadásokról és az előadóról, problémáikról. Hasonló kérdőívet adtunk az előadóknak is, melyben véleményt kértünk a hallgatókról és a tanfolyam szervezettségéről.

A tanfolyamot 1979. június 24—29. között meglátogatta az UNESCO tanfolyam programfelelőse, Mrs. L. D'ANDIGNÉ DE ASIS asszony, aki a június 28-i kiránduláson is részt vett.

Összefoglalóan elmondhatjuk, hogy a hallgatók felkészültsége, nyelvismerete kielégítő volt. Az előadásokat és a gyakorlatokat rendszeresen látogatták. Érdeklődési körük legtöbb esetben megegyezett a hallgatott előadásokkal, általában azt kapták, amit vártak a tanfolyamtól. Magaviseletük, fellépésük, érintkezési szokásaik jó benyomást keltenek, bár a tanfolyam első napjaiban nehézségeik voltak és a 3300 Ft havi ellátmányt kevésnek találták. Ezért lehetővé tettük számukra a műegyetemi menza látogatását.

A gyakorlatokról kialakult vélemény általában jó volt. Igen jó vélemény alakult ki a két egézsnapos és a három félnapos külső gyakorlatról.

A jegyzetekről a véleményük nagyon jó volt. Néhányan javasolták, hogy a tanfolyamot más időpontban rendezzük meg, mivel a nyári szünet miatt a könyvtárak egy része zárva volt.

Érdeklődés és szorgalom alapján a következő hallgatókat lehet kiemelni:

LERDTHUSNEE S.	Thaiföld
SANGANERIA J. S.	India
ONYEKWELU L.	Nigéria

Mint jelentéstevőnek kötelességem beszámolni arról, hogy a tanfolyam sikeres lebonyolításában döntő része van annak, hogy a Központi Földtani Hivataltól minden kért segítséget megkaptunk és segítően állt mellénk a Magyar UNESCO Bizottság, a Kultúrkapcsolatok Intézete és a TESCO. Min-

den segítséget megkaptunk a Műegyetemtől, a közreműködő társintézetektől, vállalatoktól. Az előadói kar mintaszerű lelkiismeretességgel és pontossággal látta el feladatát. Az Intézeten belül az igazgató, a gazdasági igazgató és a nemzetközi osztály volt hathatós segítségünkre.

## THE 2nd INTERNATIONAL POSTGRADUATE TRAINING COURSE IN ENGINEERING GEOLOGY

by

A. RÓNAI

From June 1 to August 31, 1979, the Hungarian Geological Institute held a UNESCO-sponsored three-month-long engineering-geological postgraduate course on the following subjects: geology, soil mechanics, foundation, hydrology, hydrogeology, geophysics, petrophysics, geochemistry, geomorphology, aerial photometry, urban planning, mapping and agroeology.

Out of 43 applicants of the developing countries 15 were admitted and, finally, 13 persons took part in the Course from the following countries: Jamaica, Ghana, Nigeria, Sudan, Tanzania, Thailand, Upper Volta, India and Hungary.

The Course included lectures, visits to workshops and labs, field training and excursions led by professors of the Budapest Technical University and directors and chief engineers of planning and building companies, together with leading experts from the Geological Institute and other research institutions.



## A SZŐLŐSARDÓ I. SZ. FŰRÁS

BALOGH KÁLMÁN — KOVÁCS SÁNDOR

A Szőlősárdó K-i vége és a Bedela-kút között középtájon, a műút feletti domborron telepített, 510 m mélységű, végig magvételes fúrás a Steinalmi Formáció világosszürke, vastagpados mészkövében, ill. rétegzetlen, finomkristályos dolomitjában végződött, amelyek dasycladaceás zátonylagúnafáciése a fúrástól DNy-ra 1,5–2 km-re, a kánói szőlők területén lép felszínre. Középső részén valószínűleg teljes vastagságban harántolta a Bedela-kút D-i szomszédságában található, vízalatti lejtőüledéknek minősülő Nádaskai Mészkő Formációt. Tetején pedig (a Pötscheni Mészkő Formáció tűzköves tagozata alatt) annak — a fúrástól D-re részben felszínen is látható — tűzkömentes tagozatát keresztezte. Ezenkívül azonban két olyan képződménycsoportot is feltárt, amelyeknek nincsenek felszíni kibúvásaik. Ezek egyike — az egyelőre még külön névvel el nem látott „dolomárga és aleurolit rétegcsoport” — a Steinalmi, ill. a Nádaskai Mészkő Formáció között, a másik pedig, amelyet Szőlősárdói Márga Formációnak neveztünk el, a Nádaskai Mészkő Formáció, valamint a Pötscheni Mészkő tűzkömentes tagozata között helyezkedik el. A 227,72 m-en indult fúrás rövidített rétegsorának adatai:

0,00 — 4,60 m	Vörösbarna agyag, alján közettörmelékkal
4,60 — 49,40 m	Pötscheni Mészkő Formáció, tűzköves tagozat
49,40 — 66,33 m	Pötscheni Mészkő Formáció, tűzkömentes tagozat
66,33 — 117,10 m	Szőlősárdói Márga Formáció (sötétszürke agyag- és márgapala, helyenként sötét, tűzköves mészkőbetelepülésekkel)
177,10 — 435,10 m	Nádaskai Mészkő Formáció
435,10 — 467,85 m	Dolomárga és aleurolit rétegcsoport
	435,10 — 464,20 m Szürke, gyakran tűzköves, sötétűzkőréteges aleurolit és dolomárga, helyenként mészkőgumókkal
	464,20 — 464,90 m Zöldesszürke tufit
	464,90 — 467,85 m Zöldesszürke és halványpiros dolomárga
467,85 — 510,00 m	Steinalmi Formáció
	467,85 — 473,46 m Tarka mészkő
	473,46 — 500,40 m Steinalmi dolomit
	500,40 — 510,00 m Steinalmi mészkő

Minősítésbeli bizonytalanság e rétegsornak csak a teljes szelvényvel fúrt, legfelső 4,60 m-chez tapad, mivel a negyedidőszaki vörösbarna agyag és a Pötscheni Mészkő határát a szitaminták alapján nem lehet pontosan megvonni. Lehetséges, hogy a negyedkori fedő csak 2,00 m-ig tart, s a 2,00 — 4,60 m közötti közettörmelék a Pötscheni Mészkő fúrás közben felmorzsolódott része.

## Előzmények

A Dél-Szlovákiában felismert Szilicei-takaró magyarországi folytatásának, az Aggteleki-karsztnak a Rudabányai-hegységgel szomszédos D-i peremén. Szőlősardó szomszédságában már régóta ismeretes az a — többnyire barna vagy fekete tűzkőgumókat tartalmazó — sötétszürke mészkőösszet, amit előbb latininak (BALOGH K. 1953a, b), majd — *Halobia styriaca* MOJS. tartalmú mészmárga-betelepülései alapján — alsó-karninak véltünk (BALOGH K. 1964). Az osztrák-alpi (feuerkogeli) szelvények újravizsgálata nyomán azonban kiderült, hogy ez a *Halobia* faj valójában a nóri emelet alját (a *Mojsisovicsites kerri* zónáját) jelzi (B. GRUBER 1975, 1978; BALOGH K. 1976), a szóban forgó szőlősardói mészkőösszetet pedig a Pötscheni Mészkő Formációhoz kell sorolni, amit az Alpokban a típusos (vörös és vöröstarka színű), hallstatti kifejlődés szürke változatának tartanak (W. SCHLAGER 1970, L. KRZYSTYN — W. SCHÖLLNERBERGER 1972). A Pötscheni Mészkő hasonló méretű előfordulásai a Szilicei-takaró területén — Szőlősardón kívül — nem ismeretesek. Kelet felé a mindössze 1,5 km távolságban levő Lászi- (Sárkány-) forrás környékén már a típusos Hallstatti Mészkő helyettesíti. Hasonló korú és kifejlődésű képződmény legközelebb csupán a Rudabányai-hegység legészakibb részében (Hídvégardó és Becskeháza környékén) lép felszínre; itteni pompás feltárásai azonban — amelyek, egyéb támpont hiján, pusztán a pelsőcardói „Reiflingi Mészkő”-höz való hasonlóságuk alapján kerültek 30 évvel ezelőtt a latin emeletbe (BALOGH K. 1953b) — még ma is csak kevésbé tanulmányozottak.

A Szilicei-takaró ezen unikum-számba menő képződményének közvetlen fekvőjét, kibúvásainak szerkezeti lehatároltsága következtében, még az 1978 — 79-ben megismételt, igen részletes felszíni térképezéssel sem lehetett megállapítani. Örömmel ragadtuk meg tehát az Országos Földtani Alapszelvény Program keretében a Központi Földtani Hivatal elnöke által nyújtott lehetőséget a szőlősardói Pötscheni Mészkő rétegtani helyzetének mélyfúrással való tisztázására, annyival inkább, mert ez a 30 év előtti állapothoz képest minőségi ugrást jelentő mikrofácies- és Conodonta-vizsgálatoknak egy folyamatos és hosszú szelvényen át való alkalmazásával, az említett rétegtani problémák megoldásának ígérteit hordozta magában.

## A főbb eredmények áttekintése

Az átfúrt triász rétegösszetek többségét üledékfolytonosság köti össze egymással. Csupán a Nádaskai Mészkő alsó és felső határának a jellege kérdéses. E képződményhatárok ui. fúrásai maghatárokkal esnek egybe, a csatlakozó magvégek pedig különböző magládákba kerültek. A fáciesváltozás a Nádaskai Mészkőnek mind a talpán, mind a tetején nagyon éles. Jelentősebb szerkezeti mozgást mégis csak az alsó határán tételezünk fel. Ezt részint a Nádaskai Mészkő aljának 55 m fúrásai hosszúságban tapasztalt erősebb tektonizáltsága, részint pedig az a tény valószínűsíti, hogy a *pelsői és alsó-illyriai emelet a Nádaskai Mészkő középső-illyriai korú része, ill. a bithyniai korú „dolomárga és aleurolit rétegcsoport” között biosztratigráfiailag nem volt kimutatható*. Ezzel szemben a Nádaskai Mészkő és a Szőlősardói Márga Formáció fúrásbeli rétegei közötti réteghiány nem lehet jelentős, mert a Nádaskai Mészkőnek a karni emeletbe is átnyúló, legfelső részét fedő Szőlősardói Márga — Conodonta-fau-

Köztrétegtani egységek		Algae		Foraminifera		Mollusca		Conodonta			
Alemelet		Emelet									
m 0 4,60 49,40 66,33 100 177,10 200 300 400 435,10 467,85 473,46 500,40 500 fa 510 m	Barna agyag		KVARTER								
	Tuzkőves tagozat	Pötscheni Mészko Formáció	TUVALI 2								
	Tuzkőmentes tagozat		TUVALI 1								
	Szolosardói Marga Formáció		KARNI								
			JÚLI								
			CORDEVOLEI								
	Nádaskai Mészko Formáció		LADINI								
			LONGOBARDI								
			3								
			2								
1											
FASSAI											
Dolomárga és aleurolit rétegcsoport		ANIZUSZI									
		ILLYRIAI									
		3									
Steinalmi dolomit		BITHYNAI									
		2									
		3									
Steinalmi mészko											

1. táblázat  
A SZŐLŐSARDÓ-1 sz. FÚRÁS RÉTEGSORA ÉS JELLEMZŐ ŐSMARADVÁNYAI

- Physoporella paucif. paucif.  
Phys. pauciforata undulata  
Oligoporella pilosa  
Glossospora sp.  
Trochammina sp.  
Nodosaria sp.  
Fronicularia woodwardi  
Nodosariidae  
Ammobaculites radstadtensis  
Ammobaculites sp.  
Trochammina almtalensis  
Endothyra cf. saheji  
Endothyranella ? sp.  
Meandrospira cf. dinarica  
Nodosaria hol  
Diplotremina sp.  
Glossospirella sp.  
Turritellilla mesotriasica  
Ophthalimidium sp.  
Tolypammina sp.  
Textularia sp.  
Haplophragmella ? sp.  
Agathammina sp.  
Ophthalimidium cf. exiguum  
Fronicularia sp.  
Marginulina cf. carnica  
Pseudonodosaria obconica  
Austrocolomia cf. marshalli  
Austrocolomia sp.  
Daonella cassiana  
Halobia rugosa  
Sirenites ex gr. senticosus  
Sirenites sp.  
Austrotrachyceras ? sp.  
Trachyceratidae indet.  
Neohindeodella aequiramosa  
Gondolella regalis  
Gladigondolella tethydis  
Gondolella excelsa  
Gondolella n. sp. C  
Gondolella „cornuta”  
Gondolella cornuta  
Gondolella balcanica  
Gondolella constricta  
Gond. trammeri n. subsp.  
Gondolella trammeri  
Gondolella n. sp. E  
Gondolella transitia  
Metapol. cf. truempyi  
Gondolella n. sp. D  
Metapolygnathus hungaricus  
Gond. foliata n. subsp.  
Gond. foliata  
Gladigondolella tethydis-ME  
Metapolygnathus mungoensis  
Metapolygnathus mostleri  
Metapolygnathus n. sp.  
Hindeodella longobardica  
Gondolella polygnathiformis  
Gondolella tadpole  
Gladigondolella malayensis  
„Neospathodus kockeli”  
Gond. polygn. —Metapol. angustus  
Metapolygnathus communiti  
Metapol. primitivus /primitiv/  
Metapol. angustus /primitiv/

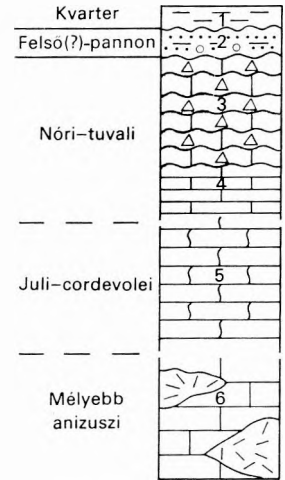
nája szerint — zömmel a karni emelet cordevolei — júli alemeletébe tartozik és csak a legteteje húzódik át a tuvali alemelet alsó részébe.

A „dolomárga és aleurolit rétegcsoport”-nak az anizuszi emelet bithyniai alemeletébe való beosztása, amit annak *Gondolella regalis* MOSHER tartalma indokol, azzal a következménnyel jár, hogy a fekvőjében levő és vele üledék-képződésileg összefüggő *Steinalmi Formációt kénytelenek vagyunk a Szilicei-takarón belüli, szokásos középső — felső-anizuszi minősítésével szemben — legalábbis ezen a helyen — az alsó-anizusziiba leszorítani.* Ennek lehetőségét sem a formáció *Dasycladacei*, sem a belőle előkerült *Neohindeodella acquiramosa* KOZUR et MOSTLER nem zárja ki. Ehhez kapcsolódva felvetődik a Steinalmi Formáció alatt várható gútvasteini rétegek vastagságának és hovatarozásának a kérdése is. Erre azonban csak a Szőlőszardó 1. sz. fúrás továbbmélyítése, avagy egy a kánói szőlőkben telepített másik fúrás útján kaphattunk volna választ.

A fúrás Pötscheni Mészke Formációjának alsó (mindössze 15 m valódi vastagságú) tűzkömentes tagozatából megvizsgált egyetlen minta nem tartalmazott ősmaradványokat. Az a tény, hogy a Pötscheni Mészke 38 m valódi vastagságban átfúrt tűzköves részének *Conodonta* faunája még egyértelműen felsőkarni (tuvali), arra utal, hogy a fúrás e mészkeinek az északabbra levő *Halobia styriaca*-s lelőhelyhez képest kissé kiemeltebb részében indult. Ez e területrész északias dőlésirányaival teljes összhangban is van. Mivel pedig a kb. 220 m B. f. magasságú halobiás lelőhely felett a Pötscheni Mészke teteje térszínileg még mintegy 70 m-rel magasabban van, biztosra vehetjük, hogy külszíni előfordulásainak jelentékeny része az alsó-nóri tetejéig nyúlik.

*Szőlőszardón tehát — a Jósva-völgyi nagy alsó-triász antiklinális déli szárnyát el metsző, É-i dőlésű rátolódási felület alatt — a korábban feltételezett, hézagos rétegsorral szemben (1. ábra) egy jóval teljesebb, a bithyniai (esetleg már az égei) alemelettől az alsó-nóri tetejéig nyúló, csaknem teljes középső — felső-triász rétegsor vált ismeretessé (1. táblázat). Csupán a pelsői alemelet helyi képviselőinek feltárása kíván további erőfeszítéseket. E rétegsornak a platform-fációs Steinalmi Formáció feletti túlnyomó része a szilicei típusú triász medencefációséhoz tartozó, sajátos kifejlődésű üledék.*

A tenger kimélyülésének első jelei (a Rudabányai-hegység szelvényeihez hasonlóan) már a Steinalmi Formáció legfelső 3,5 m-ét alkotó „tarka mészke”-ben megmutatkoznak. A bithyniai korú „dolomárga és aleurolit rétegcsoport” 20 m valódi vastagságú, közepes és vékony rétegű, zömmel tűz-



1. ábra. A Szőlőszardó és a Kánói-szőlők közötti külszíni triász képződmények 1977. elején feltételezett rétegsora

1. Vörös és barna agyag, 2. sárgás homok, agyag, kvarckavics, 3. szürke, tűzkögműs, tűzkö- és márgabeteleplű Pötscheni Mészke (*Halobia styriaca*), 4. tűzkömentes Pötscheni Mészke (*Arcestes* sp.), 5. világosvörös vagy szürkés, többnyire pados Nádaskai Mészke (embriónális *Halobiidák*), 6. világosszürke, *dasycladaceus* steinalmi mészke és dolomit (*Oligoporella*, *Physoporella*).

Fig. 1. Stratigraphic superposition of the Triassic formations known on the surface between Szőlőszardó and the vineyards of Kánó, as was supposed in early 1977

1. Red and brown clay, 2. yellowish sand, clay and quartz gravel, 3. grey Pötschen Limestone with chert nodules and interbedded chert and marl layers (*Halobia styriaca*), 4. chertless Pötschen Limestone (*Arcestes* sp.), 5. light reddish or greyish, usually bedded Nádaska Limestone (embryonal *halobiids*), 6. light grey *dasycladaceus* Steinalmi Limestone and Dolomite (*Oligoporella*, *Physoporella*).



köves, helyenként iszapmozgásos, másodlagosan dolomitodosott, radiolariás vagy filamentumos rétegei már kifejezetten medenceüledékek, amelyek közé 0,5 m valódi vastagságú, nagy Ti-tartalmú, zöldesszürke kvarcporfirittufit is települ. E tufitnak 464,20–464,90 m-ben észlelt megjelenésétől kezdve az üledékképződés addigi karbonátos jellege megváltozik. A szóban forgó rétegcsoporthoz a tufit feletti részében ui. felszaporodik a kvarc és az agyagásványok mennyisége, benne tűzkőgumók, sőt -rétegek jelennek meg, és az így kialakult, karbonátos kötőanyagú, tűzköves – dolomitos aleurolit rétegekben tetemesen megnő a Ti-tartalom.

A följebb következő – és alsó-hegyi előfordulása után (Kovács S. 1979) Nádaskai Mészkönek nevezett – 220 m valódi vastagságú, változó (de mégis uralkodóan világos) színárnyalatú, vékony és vastag rétegű, de leginkább padosnak mondható, illyriai – fassai – longobardi korú és változatossága ellenére is igen egységes, protointraklasztos – sztromataktiszos – intraformációs breccsás szerkezetű mészkőképződmény, amelynek réteglapjait vöröses vagy zöldes agyagbevonatok, intraklasztjait pedig szabálytalanul elágazó, barnásszürke márgacsíkok burkolják, leginkább egy, a távolabbi környezet steinalmi – wettersteini mészsivacs- és korallzátonyaihoz csatlakozó, tenger alatti lejtő üledékcsúszásos – áramlásos övezetében képződhetett.

A Nádaskai Mészkö feletti három közetrétegtani egység fokozatos átmenete azok egységes tárgyalását teszi lehetővé.

A 70 – 75 m valódi vastagságú, cordevolei – júli – legalsó-tuvali korú Szőlősardói Márga Formációt gyakran piritgumós, sötétszürke vagy foltos agyag- és mészmárga, valamint többnyire tűzköves mészkő közepes és vékony rétegű váltakozása tölti ki. Szelvényének két pontján (144,15–144,30 és 135,20–135,34 m) találtunk vékony, közép- vagy világosszürke, finom homokkőre emlékeztető, dús plagioklasztartalma alapján azonban tufitnak minősíthető betelepülést.

A Szőlősardói Márga Formáció rétegváltakozással megy át a Pötscheni Mészkö Formáció alsó (mindössze 15 m valódi vastagságú), sötétszürke, vékony és közepes rétegű, útsre bitumenszagú, *tűzkőmentes*, ill. 38 m valódi vastagságban feltárt, hasonló színű, tisztább vagy márgásabb, közepes, de olykor vastag rétegű mészkőből álló, *tűzköves* tagozatába. Ez utóbbiak már csupán vékony márgabetelepüléseket tartalmaznak, néhány mm-nyi színes agyaglevelek többnyire csak a sima vagy gumós rétegfelszíneket borítják.

A Szőlősardói Márga Formáció filamentumos agyagmárgarétegeinek áramló vízből, sőt zagyáramokból való ülepedését azok több helyütt megfigyelt, hullámos mikrorétegzettség és gradáltsága bizonyítja. Radiolariás – filamentumos, radiolariás, pelbiomikrites vagy crinoideás – filamentumos mikritből álló, többnyire afanitos mészkő- és mészmárgarétegeinek intraformációs breccsái pedig (ismételt) üledékcsuszamlásokra utalnak.

A Pötscheni Mészkö mikrofáciése lényegében megegyezik a Szőlősardói Márga mészkőbetelepüléseinek mikrofáciésével. E formáció 27,6 m alatt jelentkező, allodapikus mészkőrétegeinek határozottan gradált Crinoidea-törmeléke (amit fölfelé mindig afanitos mészkő vált fel) jellegzetes zagyáram-üledék. A mindkét tagozatban megfigyelt, de különösen az alsóban gyakori autigén breccsák közelből történt üledékáthalmazásra utalnak.

A zagyáram-üledékek gyakorisága azt bizonyítja, hogy a Szőlősardói Márga, valamint a Pötscheni Mészkö idősebb része a Nádaskai Mészkönél mélyebb és erősebben tagolt medencefenéken ülepedett le.

*Brachiopodás, daonellás, sőt ammoniteses* részletek, majd *kagylólumasellák* a Nádaskai Mészke 274 m feletti részében mutatkoznak először. Ilyenek a Szőlősardói Marga Formáció felső, 76–130 m közötti részében is gyakoriak, míg *féregjárat-kitöltések* jóformán minden agyagos rétegben előfordulnak. A fajra is meghatározható kagylók közül a *Halobia rugosa* MOJS. a legfontosabb, nemcsak azért, mert bezáró rétegeinek júli korát bizonyítja, hanem azért is, mert a rudabányai bányamezők Ny-i szárnyán telepített *Rb-382. sz. fúrás* 190–193 m-ének a szőlősardóihoz igen hasonló agyagmárgájában is jelen van (BALOGH K. 1964, 1976), méghozzá — feltehetően pötscheni típusú — tűzköves, sötétszürke mészkövek fekvőjében. Ez, a rudabányai fúrási anyagok túlnyomó részének tönkremenetele miatt még további (fúrásos) ellenőrzésre szoruló adat — más, itt részletesen nem tárgyalható jeleken kívül — azt tanúsítja, hogy a *Rudabányai-hegység egy részében a szilicei triász D-i részének medenceüledékei tovább folytatódnak.*

A fúrás környékének általában É-i dőlésű képződményeit átszelő, főbb csapásmenti és harántvetők közül legszembetűnőbbek: 1. a Nádaskai Mészke a Bedela-kúttól D-re eső két röget a Pötscheni Mészke É-i és K-i rögeitől elválasztó vetők; 2. a Szőlősardóba Perkupa felől bevezető műút DDK — ÉÉNy-i szakaszával párhuzamos vető.

Bár laposabb — meredekebb tektonikai felületek a Pötscheni Mészke tűzköves tagozatában és a Nádaskai Mészke felső részében is észlelhetők, ezek a Szőlősardói Marga mélyebb (110–177 m közötti) részén, valamint a Nádaskai Mészke 380–435 m közötti alsó szakaszán a legsűrűbbek. A Szőlősardói Marga e kifényezett, csúszási rovátkás mozgási felületeit gyakran vastag dörzsagyag is kíséri. A márgaösszetnek a Nádaskai Mészkevel szembeni nagy mozgékony-sági különbsége tehát elsősorban az előbbinek a településében okozott változásokat. Ezzel szemben a dolomárga és aleurolit rétegcsoport nagyobb szívóssága a Nádaskai Mészke aljának szétszabdalódását és az egyelőre ismeretlen pelsői rétegek kimaradását eredményezte.

## A fúrás kőzetrétegtani egységeinek részletes jellemzése és kora

(1. táblázat)

### 1. Steinalmi Formáció

510,00—467,85 m

*Steinalmi mészkő* (510,00—500,40 m)

Világosszürke, vastagpados, szilánkos—kagylós törésű, tömött szövetű, gyakran autigén breccsás, helyenként feneztrális szerkezetű, többé-kevésbé dolomitos, dasycladaceás mészkő (I. tábla 1).

V a l ó d i v a s t a g s á g a : 8,70 m.

M i k r o f á c i e s e i : 1. Packstone szövetű, dasycladaceás intrabiomikrit, kevés intraklasztal. 2. Grainstone szövetű, dasycladaceás biointramikropátit. 3. Gradált pelletek intraklasztokat tartalmazó dolomikropátit és dolopátit.

Ó s m a r a d v á n y a i : Dasycladales: *Physoporella pauciforata undulata* BYSTRICKÝ, *Physoporella* sp. — Foraminifera: \* *Glomospira* sp., *Trochammina almtalensis*

\* A fúrásból előkerült Foraminiferákat BÉRCZINÉ MAKK A. határozta meg.

KOEHN-ZANINETTI, *Endothyra* cf. *salaji* GAŽDŽICKI, TRAMMER et ZAWIDZKA, *Endothyra-nella*? sp., *Nodosaria* *hoi* TRIFONOVA, *Fronicularia woodwardi* HOWCHIN, *Diplotremiadae*.

K o r a : Bithyniai (esetleg égei).

*Steinalmi dolomit* (500,40—473,46 m)

Világosszürke, néhol kissé barnás, másutt vöröses árnyalatú, rétegzetlen, egyenetlen törésű, finomkristályos, helyenként autigén breccsás, többé-kevésbé meszes, dasycladaceás dolomit.

V a l ó d i v a s t a g s á g a : ~20 m

Ö s m a r a d v á n y a : Dasycladales: *Oligoporella pilosa* PIA.

K o r a : Bithyniai (esetleg égei).

M e g j e g y z é s : A steinalmi dolomit a steinalmi mészkő korai diagén dolomitosisával keletkezett. A mészkőtömegben belüli szeszélyes megoszlása miatt nem alkot önálló biosztratigráfiai szintet.

*Tarka mészkő* (473,46—467,85 m)

Világos, drappos és sötétszürkétől a vörösig és vörösfoltosig változó színű, rosszul rétegzett, egyenetlen törésű, szemcsés, gyakran autigén breccsás mészkő, alján két. 15—30 cm valódi vastagságú, világosabb árnyalatú, autigén breccsás dolomitbetelepüléssel.

V a l ó d i v a s t a g s á g a : ~3,50 m.

M i k r o f á c i e s e i : 1. Grainstone szövetű, dasycladaceás pelbiopátit, sok hipidiomorf autigén kvarccal. 2. Inekvigranuláris, xenotópos—hipidiotópos, poikilotópos dolomikropátit, 3. Grainstone szövetű, dasycladaceás és foraminiferás intrubiopátit, idiomorf, autigén kvarccal. 4. Tektonikusan összetört, kissé mikropátosodott mikrit, sok Ostracodával és autigén kvarccal.

Ö s m a r a d v á n y a i : Dasycladales: *Physoporella pauciforata pauciforata* (GUEMBEL), *Physoporella* sp. — Foraminifera: *Ammobaculites radstadtensis* KRISTAN-TOLLMANN, *Ammobaculites* sp., *Trochammina almtalensis* KOEHN-ZANINETTI, *Trochammina* sp., *Endothyranella* sp., *Meandrospira* cf. *dinarica* KOCHANSKY-DEVIDÉ et PANTIĆ, *Nodosaria* sp., *Diplotremina* sp. — Ostracoda. — Conodonta: *Neohindeodella aequiramosa* KOZUR et MOSTLER.

K o r a : Bithyniai (esetleg égei).

M e g j e g y z é s : A Steinalmi Formációból előkerült anizuszi *Dasycladaceák* és *Foraminiferák* emelet szintjénél részletesebb tagolásra nem alkalmazhatóak. A „tarka mészkő” 472,40—472,59 m-éből származó *Neohindeodella aequiramosa* az égeitől a pelsői alemeletig bezárólag ismeretes.

## 2. Dolomárga és aleurolit rétegcsoport

467,85—435,10 m

*Zöldesszürke és halványpiros dolomárga* (467,85—464,90 m)

Világos zöldesszürke, halványpiros, zöldes vagy kékes árnyalatú világosszürke, egyenetlen törésű, finomkristályos, helyenként tektonikusan breccsásodott dolomárga.

V a l ó d i v a s t a g s á g a : 1,60 m.

**Mikrofáciése:** Inekvigranuláris, xenotópos—poikilotópos dolomikropátit, agyagásványos foltokkal és szericitlemezekkel, világosabb féleségeiben mészalga (?) árnyékkal.

**Ősmaradványai:** Nincsenek.

**Kora:** Bithyniai.

**Megjegyzés:** Ősmaradványok hiányában kora csak a fedőrétegek *Gondolella regularis* tartalma alapján valószínűsíthető. A képződmény szorosan csatlakozik a Steinalmi Formáció „tarka mészkő”-véhez, és esetleg azzal is egyesíthető.

*Zöldesszürke tufit* (464,90—464,20 m)

Piszkos zöldesszürke, aprószemcsés homokkőre emlékeztető, apró darabokra törött, laza, biotitos tufit.

**Valódi vastagsága:** 0,50 m.

**Mikroszkóp alatt** (GYARMATI P. vizsgálata szerint): Eredetileg vitro-krisztalloklastos szövétű, riódácitos összetételű piroklasztikum. Alapanyagát az uralkodó üvegtörédek mellett kvarc és biotit alkotja, az eredeti rétegezetségnak (?) megfelelő irányítottsággal. A kőzet bontott; sőt bizonyos mértékig át is alakult, de sem prehnitet, sem pumpellyitet nem tartalmaz. Kémiai összetétele (SZABADOS T.-NÉ szerint):

SiO <sub>2</sub>	53,47%	CuO	3,62%
TiO <sub>2</sub>	0,30%	– H <sub>2</sub> O	2,04%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,19%	+ H <sub>2</sub> O	5,52%
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,96%	Na <sub>2</sub> O	0,06%
FeO	1,48%	K <sub>2</sub> O	5,88%
MnO	nyom	CO <sub>2</sub>	4,72%
MgO	4,68%	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10%
		Összesen:	100,02%

*Szürke, tűzköves aleurolit és dolomárqa* (464,20—435,10 m)

Ez a kb. 20 m valódi vastagságú rétegcsoport alulról fölfelé az alábbi három — egymással szorosan összefüggő — részre tagolható:

a) Tűzköves aleurolit (464,20—451,50 m)

Sötétszürke, csillámos, piritesíkos és -gumós, sötét tűzköves, dolomitos aleurolit. középszürke, aprókristályos, szögletes törésű, tűzköves dolomárqa, valamint fekete tűzkő közepes vastagságú rétegeivel.

**Mikrofáciesei:** 1. Inekvigranuláris, idiotópos, hipidiotópos, porfiritópos dolomikropátit és dolomikrit (dolomárqa), 23—33%-nyi oklási maradvékkal, szericitlemezekkel és piritszemecskével. 2. Dolomit-euhedronokat tartalmazó, kvarcban és szericitben dús aleurolit. 3. Packstone szövétű radiolarit, kevés mikrokristályos és euhedronos karbonáttal.

**Ősmaradványai:** Radiolariák.

**Kora:** Bithyniai.

b) Tűzköves aleurolit és mészkő (451,50—439,70 m)

Sötétszürke, sötét fekete, muszkovitos aleurolit és agyagkő, fekete tűzköves, finomkristályos, szürke mészkő közepes és vastag rétegű betelepüléseivel és iszaprögeivel, a réteglapokat és az iszaprögöket fedő, fényes, fekete agyagközökkel.

**Mikrofáciése** (mészkö): Wackestone szövetű, radiolariás, bioklasztartalmú, mikritis mikropátit, kicsiny dolomit-euhedronokkal, kevés autigén kvarccal és szericit-lemezkevel.

**Ősmaradványai:** Radiolaria. *Globochaete* (?). Filamentum. Ostracoda. Crinoidea (töredékek). Conodonta: *Gondolella regalis* MOSHER.

**Kora:** Bithyniai.

**Megjegyzés:** A 444,30–444,45 m közötti mészköbetelepülésből származó *Gondolella regalis* egyik példánya juvenilis, a másik pedig kifejlett alak. Az utóbbi (2. ábra) magas, egyenes carinával rendelkezik, hátulsó fogát azonban platform-perem veszi körül. A faj első leírója, L. C. MOSHER (1970, 110. tábla 1. és 4) szerint annak ilyen, platform-peremes példányai ritkák, a holotípus platformja csak a hátulsó fogig ér. A NICORA, K. BUDUROV és V. J. GUPTA azonban, akik az 1979. őszén tartott budapesti Conodonta-szimpoziumon személyesen tanulmányozták

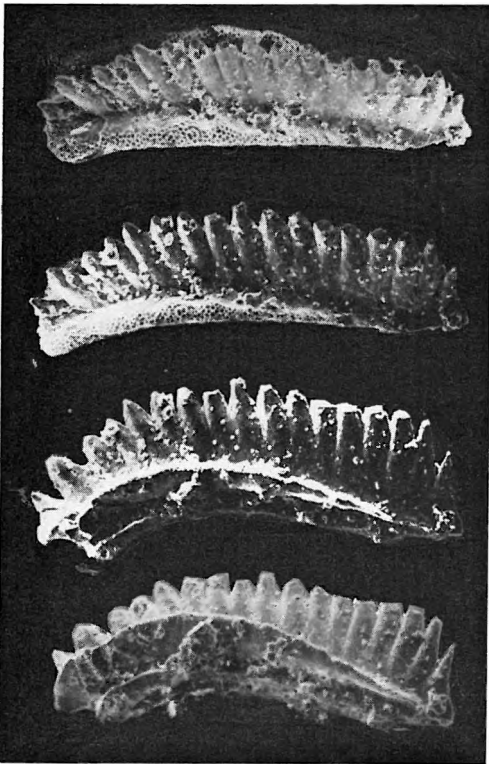
a Szőlősardó 1. sz. fúrás szóban forgó Conodontáját, megerősítették, hogy az beletartozik a *Gondolella regalis* változékonysági körébe. A V. J. GUPTA által Budapestre hozott gazdag, himalájai *regalis*-anyagban valóban nagy számban láttunk a miénkhez hasonló példányokat, sőt a hátulsó fog mögött kisebb-nagyobb platform-peremmel rendelkező példányok száma felül is múlta az ilyen peremnélkülieket.

A. NICORA (1977) szerint a *Gondolella regalis* már az égei almelemben fellép és a felső-bithyniai (az *ismidicus*-zóna) alsó részéig nyúlik fel. Ennélfogva szőlősardói előfordulását sem lehet bithyniai-nál fiatalabbnak tekinteni.

c) Tűzköves dolomárga  
(439,70–435,10 m)

Sötétszürke, közepes és vastag rétegű, apró- és finomkristályos, szögletes törésű, igen kemény és szívós, másodlagosan dolomitostott dolomárga, világosabb szürke, mészkö anyagú, intraklaszt-szerű reliktumokkal, a hullámos „réteglapok” mentén fekete, gyakran fényes agyagborítással.

**Mikrofáciesei:** 1. Inekvigranuláris, idiótópous, porfiritópous vagy hipidiotópous dolopátit és dolomikropátit, szericitpikkelyekkel és párhuzamos felületek mentén elhelyezkedő pirit-



2. ábra. *Gondolella regalis* (MOSHER) a Szőlősardó 1. sz. fúrás dolomárga és aleurolit rétegesoportja középső részének szürke mészkö-betelepüléséből. 92. sz. minta, 444,30–444,45 m, 100×

Fig. 2. *Gondolella regalis* (MOSHER) from a dark limestone intercalation of the middle part of the dolomitic marl and siltstone beds. Szőlősardó 1, sample 92, 444.30–444.45 m, 100×

szemcsékkel, 14–36% közötti oldási maradékkal. 2. Karbonátfoltokkal és -erekkel tarkított, homogén kovaanyagában radiolaritzárványt is tartalmazó, finomszemű tűzkő.

A dolomárga mindig tartalmaz 3–42% között változó mennyiségű kalcitot. Makroszkóposan intraklasztoknak tűnő mészmárga- és mészkőfoltjai azonban mégis inkább csak a dolomitosodás előtti, eredeti kőzet maradványai lehetnek. Egy ilyen, a dolomárgába ágyazott „mészkőzárvány” filamentumos, bioklaszttartalmú, mikropátos mikritjében ui. (a dolomitosodás kezdeti állapotának megfelelően) 15–50  $\mu$  átmérőjű dolomit-ühehdronok is láthatók.

Ösmaradványok: Nincsenek.

Kora: Bithyniai.

Megjegyzés: A dolomárga és aleurolit rétegcsoportnak a zöldesszürke tufit feletti része másodlagosan dolomitosodott medenceüledék, mely a tufit alatti átmeneti rétegeivel csatlakozik a Steinalmi Formáció platform-üledékeihez. Vele kezdődik a medenceüledékek változatos sora, amely a Nádaskai Mészkon és a Szőlőszardói Márgán át a Pötscheni Mészköig vezet.

### 3. Nádaskai Mészkö Formáció

435,10–177,10 m

Szürkétől a vörösesen át a rózsaszínfoltos világosszürkéig változó színű, vastag rétegű, pados vagy vastagpados, szilánkos–kagylós, egyenetlen vagy sima törésű, finomkristályos vagy tömött (afanitos) szövetű, protointraklasztos (I. tábla 3.) és intraformációs breccsás (II. tábla 1.) szerkezetű, sztromataktiszokban dús (I. tábla 2.) sztilolitos mészkő, amelynek réteglapjait vöröses vagy zöldes agyagbevonatok, különböző színű mészkő-intraklasztjait pedig barnásszürke agyag- és mészmárgacsíkok burkolják.

Valódi vastagsága: ~220 m.

Jellemző mikrofáciesei: 1. Wackestone szövetű, filamentumos, bioklaszt tartalmú mikrit és mikropátos mikrit (főleg a fúrási vastagság alsó 200 m-én). 2. Wackestone szövetű, radiolariás–filamentumos, bioklasztos mikrit és mikropátos mikrit (főleg a fúrási vastagság alsó 200 m-én). 3. Wackestone szövetű, filamentumos, pellet és bioklaszt tartalmú, mikropátos mikrit (főleg a felső 60–70 m-en). 4. Grainstone szövetű, kagylós, bioklasztos pátit (kokvina és lumasella), főleg a felső 70 m-en.

Ösmaradványai: Incertae sedis: *Globochaete*. Radiolaria. Foraminifera (a fúrási vastagság felső 70 m-éből): *Glomospira* sp., *Glomospirella* sp., *Turrilicella mesotriatica* KOEHN-ZANINETTI, *Ophthalmidium* sp., *Nodosaria* sp., *Nodosaridae*. Brachiopoda. Lamellibranchiata: Kagylóhéj-filamentumok, *Daonella cassiana* MOJSISOVICS (191,15–191,30 m). Ammonoidea. Crinoidea: Nyéltag-töredékek; *Roveacrinidae* (177–250 m között). Ostracoda. Conodonta. — (A kagylók a felső 60–70 m-en több méter vastagságú kokvinás és vékonyabb lumasellás szakaszokban halmozódtak fel.)

Kora: Középső-illyriaitól a cordevolei alemeletig bezárólag. Részletes tagolását a dús *Conodonta* fauna teszi lehetővé. Ennek korok szerinti megoszlása (l. az 1. táblázatot is):

Cordevolei alemelet (177,55–177,40 m): *Gondolella polygnathiformis* BUD. et STEF. (juv.), *Gladigondolella tethydis*-ME\*.

Felső-longobardi (230,10–181,64 m): *Gondolella foliata foliata* BUDUROV, *G. foliata* n. subsp., *Metapolygnathus mungoensis* (DIEBEL), *M. mostleri* KOZUR, *Metapolygnathus* n. sp., *Gladigondolella*-ME, *Gladigondolella tethydis* (HÜCKRIEDE).

\* ME = platform-elem nélküli multielem.

Középső-longobardi (244,81—235,86 m): *Gondolella excelsa* (MOSHER), *Gladigondolella tethydis*-ME, *G. tethydis* (HUCKRIEDE), *Hindeodella* (*Metaproniodus*) *longobardica* KOVÁCS.

Alsó-longobardi (265,13—249,60 m): *Gondolella foliata* (BUD.) (juv.), *G. foliata* n. subsp., *G. excelsa* (MOSHER), *Gondolella* n. sp. D, *Metapolygnathus hungaricus* (KOZUR et VÉGH), *Metapolygnathus* sp. (juv.), *Gladigondolella tethydis*-ME, *G. tethydis* (HUCKRIEDE), *Hindeodella* (*Metaproniodus*) *longobardica* KOVÁCS.

Felső-fassai (310,30—269,90 m): *Gondolella excelsa* (MOSHER), *G. trammeri* KOZUR, *G. transita* KOZUR, *Gondolella* sp. (juv.), *Gondolella* n. sp. E, *Metapolygnathus hungaricus* KOZUR et VÉGH (juv.), *M. cf. truempyi* (HIRSCH), *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE).

Középső-fassai (330,13—314,70 m): *Gondolella excelsa* (MOSHER), *G. trammeri* KOZUR (juv.), *Gondolella* cf. n. sp. E, *Gondolella* n. sp. C, *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE).

Alsó-fassai (370,08—334,95 m): *Gondolella excelsa* (MOSHER), *G. cf. balcanica* (BUD. et STEF.), *G. constricta* MOSHER et CLARK, *G. trammeri* n. subsp., *G. balcanica* (BUD. et STEF.), *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE).

Felső-illyriai (390,04—389,85 m): *Gondolella constricta* MOSHER et CLARK, *G. cornuta* (BUD. et STEF.), *G. cf. cornuta* (BUD. et STEF.), *G. excelsa* (MOSHER), *Gondolella* n. sp. C., *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE).

Középső-illyriai (434,75—409,90 m): *Gondolella constricta* MOSHER et CLARK, *G. excelsa* (MOSHER), *Gondolella* cf. n. sp. C, *G. cf. balcanica* (BUD. et STEF.), *G. „cornuta”* (BUD. et STEF.) a *Gondolella navicula* alakköréből, *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE).

1. megjegyzés: A Nádaskai Mészki Conodontákban eléggé gazdag ahhoz, hogy a felső-anizuszitól a ladini emelet végéig ne csak a tethyális *Ammonoidea*-zonációnál részletesebb tagolást, hanem ezen intervallum Conodontasztratigráfiáján is jelentős finomítást tegyen lehetővé. Új eleme az általunk alkalmazott zonációnak, hogy a felső-anizuszi—ladini rétegsort kizárólag a *Metapolygnathus*-oknál lényegesen gyakoribb *Gondolella*-k alapján tagolja. E *Gondolella*-zónák — elsősorban a Szőlősárdó 1. sz. fúrás anyaga, részben azonban az alsó-hegyi szelvények segítségével — a következőképpen definiálhatók:

#### Illyriai alemelet

Alsó szint: *Gondolella bifurcata* Együttes-zóna (K. BUDUROV 1975, K. BUDUROV—S. STEFANOV 1972). Alsó határa: a *Neospathodus kockeli* és a *Gondolella bulgarica* kihalása. Felső határa: a *G. bifurcata* kihalása. (Ez a zóna a Szőlősárdó 1. sz. fúrásban nincs jelen.)

Középső szint: *Gondolella constricta* Együttes-zóna. Alsó határa: a *G. bifurcata* kihalása. Felső határa: a *G. cornuta* fellépése.

A fúrás e szintjéből származó s a *Gondolella navicula* alakköréhez tartozó *G. „cornuta”* valószínűleg nem azonos a felső-illyriai szintnek a *G. momburgensis* alakköréhez tartozó *G. cornuta*-jával. BUDUROV és STEFANOV *G. cornuta*-ja ui. nem egységes faj: az említett két alakkör mindegyikének vannak „*cornuta*”-i. Ezek nevezéktani elkülönítése idáig azért nem történt meg, mert a *G. cornuta* BUDUROV és STEFANOV-féle holotipusa éppen a két alakkör „*cornuta*” példányai között helyezkedik el.

Felső szint: *Gondolella cornuta* zóna (K. BUDUROV 1975, K. BUDUROV—S. STEFANOV 1972). Alsó határa: a *Gondolella momburgensis* alakköréhez tartozó *G. cornuta* megjelenése. Felső határa: ugyanennek a kihalása.

#### Fassai alemelet

Alsó szint: *Gondolella excelsa* Együttes-zóna. Alsó határa: még nem teljesen tisztázott, de a *Gondolella constricta* egyedyszámának a *G. excelsa*-éhoz viszonyított csökkenése, a *G. constricta* talán alfajként is elkülöníthető, hosszú formáinak megjelenése, ill. a *G. cornuta* kihalása segítségével mégis megvonható. Felső határa: a *Gondolella trammeri* fellépése.

Középső szint: *Gondolella excelsa*—*Gondolella trammeri* Együttes-zóna. Alsó határa: a *G. trammeri* fellépése. Felső határa: a *G. transitá* megjelenése. (A fűrés ide tartozó részében a *G. constricta* már nem, más szelvényekében is csak ritkán fordul elő.)

Felső szint: *Gondolella trammeri*—*Gondolella transitá* Együttes-zóna. Alsó határa: a *G. transitá* fellépése. Felső határa: a *G. transitá* és a *G. trammeri* kihalása, továbbá a *Gondolella* n. sp. D és a *G. foliata* n. subsp. fellépése.

A fassai alemelet középső és felső szintjében is jelen levő *G. trammeri* lényegesen nagyobb intervallumot fog át, mint azt H. KOZUR (1972) feltételezte. Magában foglalja ui. a KOZUR-féle *excelsa* II. alzónát, a *transita* zónát és a *haslachensis* zóna alsó részét (a *Metapolygnathus truempyi* alzónát) is. [Megjegyzendő, hogy H. KOZUR (1972) a *G. trammeri*-t még a *G. haslachensis* alfajának tartotta, s a *haslachensis* zóna felső részét (a *Metapolygnathus hungaricus* alzónát) már a longobardi alemelet alájára helyezte.] A zónabeosztása alapjául szolgáló, feltételezett filogenetikai sort (*G. acuta* → *G. transitá* → *M. truempyi* → *M. hungaricus*) azonban KOZUR-nak nem sikerült bizonyítania. A *M. truempyi* ui. az ausztróalpi és dinári provinciákban igen ritka, rétegtani értéke tehát csekély. A *G. trammeri*-nek nincs kapcsolata a *G. haslachensis*-szel, és előbb is jelenik meg, mint a *G. transitá*. Ezért a fassai alemelet KOZUR (1972)-féle zonációjú ma már nem állja meg a helyét.

#### Longobardi alemelet

Alsó szint: *Gondolella* n. sp. D zóna. Alsó határa: a *Gondolella* n. sp. D és a *Gondolella* n. subsp. fellépése. Felső határa: a *Gondolella* n. sp. D kihalása. (Ez a zóna nagyjából a KOZUR (1972)-féle *Metapolygnathus hungaricus* zónának felel meg, bár annak legalsó részét — ahol az említett *Gondolella*-k még hiányoznak, a *G. trammeri* és a *G. transitá* ellenben jelen van — nem tartalmazza.)

Középső szint: *Gondolella foliata* n. subsp. — *Gondolella excelsa* Együttes-zóna. Alsó határa: a *Gondolella* n. sp. D kihalása. Felső határa: a *G. excelsa* kihalása. (Ez a zóna a *Metapolygnathus mungoensis* zóna alsó részének felel meg.)

Felső szint: *Gondolella foliata* Együttes-zóna. Alsó határa: a *G. excelsa* kihalása. Felső határa: a *G. polygnathiformis* fellépése.

Megfelel a *Metapolygnathus mungoensis* zóna magasabb részének. Bázisa felett (tehát még a *G. polygnathiformis* megjelenése előtt) jelen van a *Metapolygnathus mostleri* is, aminek zónájával KOZUR (1972) a karni emeletet kezdte.

A *Gondolella foliata* első leírója (K. BUDUROV 1975) szerint átmenetet alkot a *Gondolella navicula* (HUCKRIEDE 1958) és a *G. polygnathiformis* BUD. et STEF. 1965 között. KOVÁCS S. (1977) azonban kimutatta, hogy a *G. foliata* valójában a *G. excelsa* és a *G. polygnathiformis* között képez átmenetet. Ráadásul e fajnak K. BUDUROV (1975) ábrázolta példányai két alfajra oszlanak. Közülük a *G. foliata* n. subsp. jelenik meg előbb, kezdetben a *G. excelsa* kíséretében. Belőle csak később fejlődik ki a BUDUROV-féle faj holotípusának alakköre (a *G. foliata foliata*), amelyből viszont a júli—alsó-tuvali *G. tadpole* HAYASHI származtatható. A *G. foliata* n. subsp. a középső-longobardi tetejétől a júli aljáig élt (itt már természetesen kis számban). A *G. foliata foliata* viszont a júli végéig felnyúlik. [Ézt tapasztaltuk az alsó-hegyi és a rudabányai-hegységi szelvényekben is, és erre az eredményre jutott a japán T. KOIKE is, szíves szóbeli közlése szerint. Ez azért fontos, mert K. BUDUROV (1975) még azt hitte, hogy a *G. foliata* a felső-longobardira szorítkozik.] A belőle származtatott *G. tadpole* utolsó képviselői csak a tuvali alján tűnnek el.

A fenti *Gondolella*-zonációval szembeni egyetlen kifogás csupán a *Daonella cassiana* MOJS.-nak a 191,15—191,30 m közötti (a *Gondolella*-sztratigráfia szerint tehát még felső-longobardi) előfordulása folytán emelhető. E kagyló-faj függőleges elterjedése ui. L. KRYSZYN (1978) szerint a cordevolei és a júli alemelet alja közé esik. *Ez a tény a különböző ősmaradványcsoportokra alapított sztratigráfiák egyeztetésének szükségességére hívja fel figyelmünket.*

2. megjegyzés: A Nádaskai Mészki minden részére igen jellemző sztromataktiszoknak az intra- és protointraklasztos szerkezetekkel való szoros kapcsolata (I. tábla 2.) keletkezésük új értelmezésének a lehetőségét veti fel. Eszerint a sztromataktiszok azoknak az üregeknek a drúzás kalkitkitöltései, amelyek az eredeti üledékszerkezetnek még nem teljesen litifikálódott állapotban történt, üledékcúszással kapcsolatos szétterjedésekor támadtak.



A formáció mésziszappjának zavart körülmények közötti leülepedését más jelenségek is bizonyítják. Az összlet tarkafoltosságát okozó protointraklasztok (I. tábla 3.) áthalmazódását pl. fenékáramok idézhették elő. Áramlás okozta felhalmazódások azonban a formáció tetejének lumasellái és kokvinái is. Az intraformációs breccsák (II. tábla 1.) változatos sora pedig víz alatti lejtőn történt, üledéksuszamlással kapcsolatos szedimentációra utal.

A mészkő 253,20–253,60, 254,19–254,40, 255,00–255,18 és 258,60–258,80 m közötti, barnászörös márgabetelepülései, amelyek sajátanyagú iszapkavicsokon kívül mészkő-intraklasztokat is tartalmaznak, részint alapanyaguk ritmikus rétegzettségével, részint üledéksúzási nyomaikkal tűnnek ki. Agyagos alapanyagukba ui. gradált, tehát zagyáramokra utaló *Crinoidea*- (főleg *Roveacrinida*-) törmelék ágyazódik. A zagyáramokat bizonyára a leülepedett mésziszap lejtő menti csuszamlásai keltették.

E márgás közbetelepülésektől, valamint a réteglapok és intraklasztok közötti zöldes agyagtól eltekintve, a formáció mészkőpadjai igen tiszták (oldási maradékuk max. 3%). A márgásabb részek agyagtartalmának eredete még további vizsgálatokat igényel.

#### 4. Szőlősardói Márga Formáció

177.10–66.33 m

Közép- és sötétszürke, tömött, kagylós törésű, néhol aleuritos, pirithinéses, foltos, filamentumos agyagmárga és márga, szürke—sötétszürke, finomkristályos vagy tömött, kagylós és szilánkos—kagylós törésű, többnyire tűzköves, sztilolitos mészkő és mészmárga vékony, közepes, sőt vastag rétegű betelepüléseivel. Az agyagmárgák illiten, kloriton, szericiten, kvarcon és kalciton kívül kis mennyiségű ankeritet, szideritet és piritet tartalmaznak. Az agyagmárga 144,30–135,20 m között két (egyenként 10–13 cm vastagságú) szürke színű, finom homokkőnek látszó betelepülést zár magába. Ezek egyikében (135,34–135,20 m között) feltűnően sok (35%-nyi) plagioklaszt mutattak ki. A másik mintát (144,30–144,15 m) nem vizsgáltuk, azonban 135,20 és 108,05 m között még két agyagmárgamintában találtak röntgenvizsgálattal 10–13%-nyi plagioklaszt. *Feltehető, hogy ez a földpát-hozzákeveredés, a „homokkő”-betelepülésekkel együtt, tufitos eredetű.*

A márgaösszlet hullámos mikrorétegzettségű vagy gradált szakaszai áramló vízből, sőt zagyáramokból való ülepedésre, gyakori intraformációs breccsái pedig üledéksuszamlásokra vallanak.

V a l ó d i v a s t a g s á g a : 70–75 m.

M é s z k ő - m i k r o f á c i e s e i : 1. Wackestone—packstone szövetű, radioláriás—filamentumos, bioklasztos mikrit. 2. Wackestone—packstone szövetű, radioláriás, bioklasztos mikrit. 3. Wackestone szövetű pelbiomikrit. 4. Packstone szövetű, crinoideás—filamentumos, mikrites bioklasztit (kalcirudit).

Ö s m a r a d v á n y a i : *Globochaete*. Kovaszivacstűk. Radiolaria. Foraminifera: *Tolypammina* sp., *Textularia* sp., *Trochammina* sp., *Haplophragmella* ? sp., *Agathammina* sp., *Ophthalmidium* cf. *eriguum* KOEHN-ZANINETTI, *Nodosariidae*, *Austrocolomia* cf. *marshalli* OBERHAUSER, *Austrocolomia* sp., *Frondicularia woodwardi* HOWCHIN, *Frondicularia* sp., *Margulinina* cf. *carinica* OBERHAUSER. Féregjárt-kitöltések. Brachiopoda-átmetszetek (84,45–94,90 m). Lamellibranchiata: Lenyomattöredékek, *Halobia rugosa* MOJS. (76,30–128,40 m). Ammonoidea (L. KRYSZYN szerint): *Sirenites* ex gr. *senticosus* (DITTMAR) (84,45–85,10 m); *Sirenites* sp. és *Austrotrachyceras* ? sp. (94,30–94,50 m), *Trachyceratidae* indet. (97,70 m). Ostracoda. Crinoidea: Nyéltag-töredékek, *Roveacrinidae*. Cono-

donta (a 80,90—132,60, 166,10—166,30 és 167,75—169,90 m közötti mészkőmintákból): *Gondolella polygnathiformis* BUD. et STEF., *G. polygnathiformis*—*Metapolygnathus angustus* közötti alak, *G. tadpole* HAYASHI, *G. foliata* n. subsp., *G. foliata foliata* (BUDUROV), *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDEL), *Gl. tethydis*-ME, *Gl. malayensis* NOGAMI, „*Neospathodus kockeli*” auct.

**K o r a :** Cordevolei—legalsó tuvali.

**M e g j e g y z é s :** A 166,30—85,10 m mélységközből származó Foraminifera fauna karni jellegű.

A 177,10—129,90 m közötti mészkő-betelepüléseknek idáig csupán két mintájából sikerült *G. polygnathiformis*-t (169,75—169,90 m), ill. *G. tadpole*-t (166,10—166,30 m) kinyernünk, a többi 9 minta negatív maradt. A formáció ezen 47 m fúrési vastagságú alsó részét — fölfelé való elhatárolásának bizonytalansága ellenére is — cordevoleinek tekinthetjük, hiszen már a Nádaskai Mészkő teteje is kétségtelenül karni.

A formáció 129,90—80,90 m közötti részének jóval gazdagabb Conodonta faunája, amiben a *Gl. tethydis* fogsor- és platform-elemei még jelen vannak, határozottan júli. Ezt a 76,30—128,40, ill. a 84,45—97,70 m mélységközből való *Halobia rugosa* és *Ammonoidea* maradványok is megerősítik.

A formáció legfelső része ellenben, ahol a *Metapolygnathus angustus*-nak a *G. polygnathiformis*-ből leszármazó előőrse *Gl. tethydis*-elemek nélkül jelenik meg, már tuvali korú lehet.

### 5. Pötscheni Mészkő Formáció

66.33—4,60 m

*Tűzkömentes tagozat* (66,33—49,40 m)

Közép- és sötétszürke, vékony- és közepes rétegű, gyakran autigén breccsás szerkezetű, kagylós vagy szilánkos—kagylós törésű, ütésre bitumenzagú, sztililitos, kissé márgás mészkő, sima vagy hullámos réteglapjain barna márga-bevonatokkal.

**V a l ó d i v a s t a g s á g a :** ~ 15 m.

**Ő s m a r a d v á n y a i :** Crinoidea töredékek.

**K o r a :** Fekvő- és fedőjéhez való viszonya alapján tuvali.

*Tűzköves tagozat* (49,40—4,60 m)

Közép- és sötétszürke, olykor hamuszürke, közepes és vastag rétegű, szilánkos—kagylós és kagylós törésű, tömött, néha finomkristályos, gyakran intraformációs breccsás (II. tábla 2.), 29 m alatt pedig allodapikus (III. tábla 1., 2.) mészkő és kissé márgás mészkő, sztililitokkal, világosabb szürke, sárgásbarna vagy sárgásvörös színű, egyenetlen vagy kagylós törésű, vékony márga- és mészmárga-betelepülésekkel, a réteglapokon sárga, agyagos bevonattal. Barnás- vagy feketésszürke tűzkőgumók és -rétegek mind a mészköves, mind a márgás szakaszokon gyakoriak. Az allodapikus mészkövek (III. tábla 1., 2.) *gradált Crinoidea törmelék*et tartalmazó, fölfelé fokozatosan aphanitos mészkőbe átmenő, jellegzetes zagyáram-üledékek. A Crinoidea töredékek max. átmérője 1—3 mm.

**V a l ó d i v a s t a g s á g a :** ~ 38 m.

Jellemző mikrofaciése i: 1. Wackestone szövetű, radiolariás, bioklasztos mikrit. 2. Wackestone szövetű, radiolariás—filamentumos, bioklasztos mikrit, ill. mikropátos mikrit. 3. Packstone szövetű, crinoideás—filamentumos, bioklasztos mikrit, ill. mikropátos mikrit. (Autigén kvare mindegyik típusban gyakori.)

A márgabetelepülések mikrites vagy mikropátos alapanyagában csak elvétve akad *filamentum*, *Radiolaria* és *Globochaete*, de gyakoriak a szericitlemezek. A mészmárgákat viszont — *Ostracodák* és *Radiolariák* mellett — sok *kagylóhéj-filamentum*, *kovaszivacstű* és *Roveacrinida* jellemzi. Oldási maradékok montmorillonit, illit, szericit, kvare és limonit.

Ősmaradványai: *Globochaete*. Kovaszivacstűk. Radiolaria. Foraminifera: *Nodosariidae*, *Pseudocolonia obconica* (REUSS), *Austrocolonia* sp. Mollusca: Kagylóátmetsetek, *Ammonoidea* embriók. Brachiopoda átmetsetek. Ostracoda. Crinoidea: Váztrödékek, *Roveacrinidae*. Echinoidea lemezek és tüskék. Conodonta: *Gondolella polygnathiformis* BUD. et STEF., *G. tadpole*; *Metapolygnathus primitius* (MOSHER) primitív formái, *M. communisti* HAYASHI; *M. angustus* KOZUR primitív formái.

Kora: A *G. polygnathiformis*-nak és a *G. tadpole*-nek *Gl. tethydis* nélküli jelenléte folytán kétségtelenül tuvali. Ezen belül a *M. angustus* primitív formáinak a 48,20 és 45 m közötti mintákban a *G. tadpole* és *G. polygnathiformis* fajokkal együttes szereplése a tuvali-1 (= *dilleri*) zónára utal. 29,50—4,60 m közötti szakasza ellenben, ahol a *G. polygnathiformis* mellett a *M. communisti*, sőt — az utóbbinál kissé magasabban — a *M. primitius* kezdetleges formái is fellépnek, már biztosan a tuvali-2 (= *subbullatus*) zónába tartozik.

## IRODALOM

- BALOGH K. 1953a: Földtani tanulmányok Pelsőc (Plešivec) környékén (1942), továbbá Bódvaszilás és Jósavfő között (1943). [Geologische Studien in der Umgebung von Plešivec (Pelsőc, 1942), ferner zwischen Bódvaszilás und Jósavfő (1943).] — Földt. Int. Évi Jel. 1943-ról, pp. 61—67.
- BALOGH K. 1953b: Földtani vizsgálatok az északborsodi triászban. (Recherches géologiques dans le Triasique de la partie septentrionale du département de Borsod.) — Földt. Int. Évi Jel. 1950-ről, pp. 11—16.
- BALOGH K. 1964: A Bükkhegység földtani képződményei. (Die geologischen Bildungen des Bükk-Gebirges.) — Földt. Int. Évk. 48. 2. pp. 245—719.
- BALOGH K. 1976: Pelecypods from the Late Triassic of the South-Gemericum I. — Acta Min.-Petr. Szeged. 22. 2. pp. 285—296.
- BALOGH K. — KOVÁCS S. 1976: Sphinctozoa from the Wetterstein reef limestone of Alsó-hegy-Mount (South Gemericum, West Carpathians, Northern Hungary). — Acta Min.-Petr. Szeged. 22. 2. pp. 297—310.
- BUDUROV K. 1975: Paragondolella foliata sp. n. (Conodonta) von der Trias des Ostbalkans. — Rev. Bulg. Geol. Soc. 36. 1. pp. 79—80. Sofia.
- BUDUROV K. — STEFANOV S. 1972: Plattform-Conodonten und ihre Zonen in der Mittleren Trias Bulgariens. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 21. pp. 829—852. Innsbruck.
- BUDUROV K. — STEFANOV S. 1975: Neue Daten über die Conodontenchronologie der balkaniden mittleren Trias. — C. R. Acad. Bulg. Sci. 28. 6. pp. 791—794. Sofia.
- GRUBER B. 1975: Unternerische Halobien (Bivalvia) aus Bosnien, Jugoslawien. — Sitzungsber. Österr. Ak. Wiss. Math.-nat. w. Kl. Abt. I. 183. 4—7. pp. 119—130. Wien.
- GRUBER B. 1978: Die Gattungen Halobia Bronn, 1830 und Perihalobia Gruber, 1976 (Posidoniidae, Bivalvia), in der alpin-mediterranen Tethys und Nordamerika. — Mitt. Geol. Bergbaust. Wien.
- KOVÁCS S. 1977: New conodonts from the North Hungarian Triassic. — Acta Min.-Petr. Szeged. 23. 1. pp. 77—90.

- KOVÁCS S. 1978a: New sphinctozoan sponges from the North Hungarian Triassic. — N. Jb. Geol. Pal., Mh. 1978 (11). pp. 685–697. Stuttgart.
- KOVÁCS S. 1978b: Newer calcareous sponges from the Wetterstein reef limestone of Alsó-hegy Karstplateau (Silica nappe, West Carpathians, North Hungary). — Acta Min.-Petr. Szeged. 23. 2. pp. 299–317.
- KOVÁCS S. 1979: A dél-gömöri Alsóhegy magyarországi részének földtani felépítése. [Geological buildup of the Hungarian part of the South Gemerican Alsó-hegy (Silica nappe, Western Carpathians).] — Őslénytani Viták. 24. pp. 33–58. Budapest.
- KOZUR H. 1972: Die Conodontengattung *Metapolygnathus* Hayashi 1968 und ihr stratigraphischer Wert. — Geol. Pal. Mitt. Innsbruck. 2. 1–37. Innsbruck.
- KOZUR H. — MOSTLER H. 1972: Die Bedeutung der Conodonten für stratigraphische und paläogeographische Untersuchungen in der Trias. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 21. pp. 777–810. Innsbruck.
- KRZYSTYN L. 1978: Eine neue Zonengliederung im alpin-mediterranen Unterkarn. — Schriftenr. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss. 4. pp. 37–75. Wien.
- KRZYSTYN L. — SCHÖLLNBERGER W. 1972: Die Hallstätter Trias des Salzkammergutes. — Exk.-Führer Tagung Pal. Ges. 1972. Wien. pp. 61–106.
- MOSHER L. C. 1970: New conodont species as Triassic guide fossils. — Journ. Pal. 44. 4. pp. 737–742.
- NICORA A. 1977: Lower Anisian platform-conodonts from the Tethys and Nevada: taxonomic and stratigraphic revision. — Palaeontogr. Abt. A. 157. 1–3. pp. 88–107. Stuttgart.
- SCHLAGER W. 1970: Das Zusammenwirken von Sedimentation und Bruchtektonik in der triadischen Hallstätterkalken der Ostalpen. — Geol. Rundsch. 59. pp. 289–308. Stuttgart.

## THE TRIASSIC SEQUENCE OF THE BOREHOLE SZŐLÓSARDÓ 1 (N HUNGARY)

by

K. BALOGH—S. KOVÁCS

The grey, cherty limestone occurrences in the southern vicinity of Szőlósardó on the southern margin of the Aggtelek Karst (North Hungarian continuation of the Silice nappe in Slovakia) have been known since long ago. Their age was regarded first as Ladinian (K. BALOGH 1953a, b), then as Carnian (Julian) (K. BALOGH 1964), according to the discovery of *Halobia styriaca* MOJS. lumachelles. The borehole is situated about 0.5 km SE of the eastern margin of Szőlósardó and has been drilled within the scope of the National Geological Type Section Programme. Its aim was to clear up the stratigraphic relation between the above mentioned Pötschen Limestone and the other formations exposed in their surroundings. The borehole has crossed the following sequence:

0.00–4.60 m	Reddish-brown clay, with rock debris in its lower part
4.60–66.33 m	Pötschen Limestone Formation
66.33–177.10 m	Szőlósardó Marl Formation
177.10–435.10 m	Nádaska Limestone Formation
435.10–467.85 m	Dolomitic marl and silstone beds
467.85–510.00 m	Steinalm Formation (limestones and dolomites)

The fossils determined (dasycladaceans, foraminifers, conodonts, bivalves and ammonites) are shown on Table 1. Foraminifers have been determined by A. BÉRCZI—MAKK (Budapest), ammonites by L. KRYSŤYN (Vienna).

### 1. *Steinalm Limestone and Dolomite Formation*

510.00—467.85 m

*Steinalm limestone* (510.00—500.40 m) (Bithynian or ?Aegean)

Light grey, massive, dasycladacean, more or less dolomitic limestone, with intraformational breccias and fenestrae structures in some places. Real thickness of the crossed part: 8.70 m.

*Steinalm dolomite* (500.40—473.46 m)

Light grey, massive, dasycladacean, more or less calcareous dolomites, sometimes with brownish or reddish shade of colour and intraformational breccias. Real thickness: ~ 20 m.

*Varicoloured limestone* (473.46—467.85 m)

Undistinctly bedded, granular limestone with a colour alternating from light, drabish or dark grey to red and red spotted, in some places with intraformational breccias, dasycladaceans and dolomitic intercalations. Real thickness: ~ 3.50 m.

### 2. *Dolomitic marl and siltstone beds (Bithynian)*

467.85—435.10 m

*Greenish-grey and pale red dolomitic marl* (467.85—464.90 m). Real thickness: 1.60 m.

*Greenish-grey tuffite* (464.90—464.20 m)

According to P. GYARMATI's investigation, the original rock was an acidic tuff of rhyodacitic composition and vitro-crystalloclastic texture. Real thickness: 0.50 m.

*Grey, cherty siltstone and dolomitic marl* (464.20—435.10 m)

**Cherty siltstone** (464.20—451.50 m)

Dark grey, micaceous, dolomitic siltstone with pyrite laminae and small nodules and with dark cherts. Medium grey, finely crystalline, cherty dolomitic marls and black cherts are frequent.

**Cherty siltstone and limestone** (451.50—439.70 m)

Dark grey or black micaceous siltstone and mudstone, with layers and slided blocks of dark limestone, containing black cherts. Surfaces are covered with bright, black clay.

**Cherty dolomitic marl (439.70—435.10 m)**

Dark grey, medium or thick bedded, finely crystalline, very hard, secondarily dolomitized dolomitic marl with intraclast-like relicts of lighter limestone. The real thickness of the dolomitic marl and siltstone beds is about 20 m.

This unit is the first basal sequence above the Steinalm Formation. The original microfacies of the black limestones with rare conodonts was typically pelagic, radiolarian biomicrite one. The sequence has been dolomitized secondarily.

In a black limestone intercalation between 444.30 and 444.45 m an adult and a juvenile specimen of *Gondolella regalis* MOSHER has been found. The adult one (Fig. 2) has a well developed platform brim behind the posterior denticle, while the platform of the holotype (MOSHER 1970, Pl. 110, Fig. 1, 4) reaches only to the last denticle. According to MOSHER's original description, forms with a posterior platform brim are rare. During the Triassic conodont working meeting, held in the autumn of 1979 in Budapest, A. NICORA (Italy), K. BUDUROV (Bulgaria) and Prof. V. J. GUPTA (India) studied our form and confirmed that it falls in the variation range of *G. regalis*. The *G. regalis* material brought by Prof. V. J. GUPTA from the Himalaya, contained a number of similar forms. According to A. NICORA (1977), *G. regalis* occurs in the Aegean and ranges up to the Upper Bithynian (to the lower part of the Ismidicus-Zone); consequently, the age of the dolomitic marl and siltstone beds is Bithynian.

**3. Nádaska Limestone Formation (Middle Illyrian—Lower Cordevolian)**  
435.10—177.10 m

Varicoloured (from grey through reddish to pink-spotted light grey), thick bedded limestone. Protointraclastic structure and stromatactis are very characteristic. Intraformational breccias and coquinas, especially in the higher part, are frequent. The bedding surfaces are covered with reddish or greenish clay. Real thickness: ~220 m.

The protointraclastic structure of the sediment, responsible for its variegated colour and spotty nature, is due partly to bottom currents, partly to slumpings which affected the lime mud in an unconsolidated stage. The close relationship of stromatactis with protointraclasts and intraformational breccias implies a new interpretation of their origin:

Still in a semi-lithified stage, initial intraformational brecciation due to slumpings caused the destruction of the original structure of the sediment, and the syngenetic cavities were later filled with drusy calcite.

The sedimentation area of the Nádaska Limestone was an unstable submarine slope.

The fairly rich conodont fauna of the Nádaska Limestone in the borehole and on the nearby Alsó-hegy (S. KOVÁCS 1979) made it possible to work out a parastratigraphic zonation of the Illyrian, Fassanian and Longobardian substages purely on the basis of gondolellids. The zones fit for the most part well with the zonations established by H. KOZUR (1972) and K. BUDUROV (1975): however, it was necessary to establish a new zonation based on gondolellids, because representatives of *Metapolygnathus* in the Ladinian of the Dinaric province are rather rare. The zones are as follows:

- |           |   |
|-----------|---|
| Illyrian: | 1. <i>G. bifurcata</i> Assemblage-Zone  |
|           | 2. <i>G. constricta</i> Assemblage-Zone |
|           | 3. <i>G. cornuta</i> -Zone              |

- Fassanian:      1. *G. excelsa* Assemblage-Zone  
                     2. *G. excelsa* — *G. trammeri* Assemblage-Zone  
                     3. *G. trammeri* — *G. transita* Assemblage-Zone
- Longobardian:  1. *G. n. sp.* D-Zone  
                     2. *G. foliata* n. subsp. — *G. excelsa* Assemblage-Zone  
                     3. *G. foliata* Assemblage-Zone

A detailed description of these zones is being prepared by S. Kovács. The Pelsonian—Lower Illyrian sequence is missing from the borehole owing to tectonical shearing.

There is some contradiction between the macrofauna and the conodonts in the higher part of the Nádaska Limestone. *Daonella cassiana* MOJS., regarded as a typical Lower Carnian form, occurs before the first appearance of *G. polygnathiformis* BUD. et STEF. (191.30—191.15 m, resp. 177.55—177.40 m). This means that further efforts are necessary to achieve a more exact correlation between the zones of different fossil groups.

#### 4. Szőlősardó Marl Formation (Cordevolian—Lowermost Tuvalian) 177.10—66.33 m

Medium or dark grey, spotty, filamentuous, argillaceous marl and marl with grey or dark grey, mostly cherty, stylonitic limestone and calcareous marl intercalations. Small pyrite grains and nodules are frequent. Real thickness: 70—75 m.

Resedimentation features are very common. Intervals with wavy micro-bedding and those of graded bedding bear witness to deposition from currents and turbidity currents; intraformational breccias testify to slumpings.

#### 5. Pötschen Limestone Formation (Lower—Middle Tuvalian) 66.33—4.60 m

##### *Chert-free member* (66.33—49.40 m)

Medium or dark grey, thin and medium bedded, slightly marly limestone, on its even or wavy bedding surfaces with brownish marl coatings. Intraformational breccias are frequent. Real thickness: ~15 m.

##### *Cherty member* (49.40—4.60 m)

Medium or dark grey, medium or thick bedded limestone, with brownish or blackish grey chert nodules and layers and with thin yellowish marl intercalations. Bedding surfaces are covered with thin yellow clay. Intraformational breccias and allodapical crinoidal limestones are frequent. Real thickness: ~38 m.

According to the conodont record, the borehole started from a stratigraphic position somewhat deeper than the nearby *Halobia styriaca* MOJS. lumachelle. Samplings on the surface have proven that the cherty Pötschen Limestone reaches up to the top of the Lower Norian. No younger Triassic formations are known.

*Consequences*

The Szőlősardó 1 borehole, in front of the northward dipping overthrust plane cutting the southern limb of the large Jósua valley anticline, has uncovered a sequence of basinal facies from the Bithynian onwards. The Bithynian age of the dolomitic marl and siltstone beds means that the Steinalm Formation must be of ?Aegean—Bithynian age and that a considerable part of the Gutenstein Formation must be Lower Triassic. A Triassic sequence like this is unknown throughout the Western Carpathians.

Most of the basinal facies is resedimented (intraformational breccias, turbidites, allodapical limestones). This means that the sedimentation area was an unstable submarine slope.

---

*Table 1.* The sequence of the borehole Szőlősardó 1 and the distribution of the determined fossils

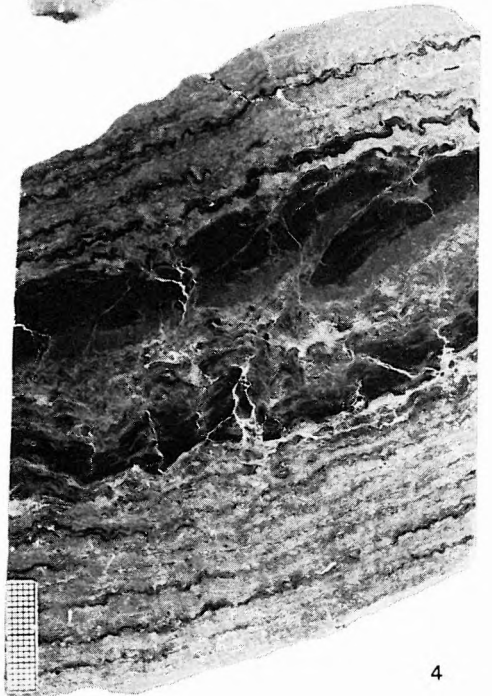
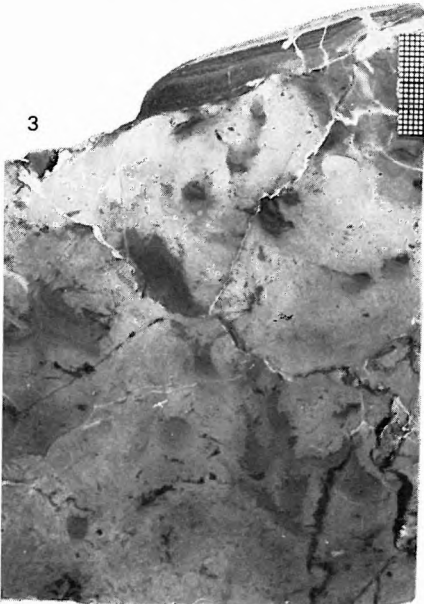
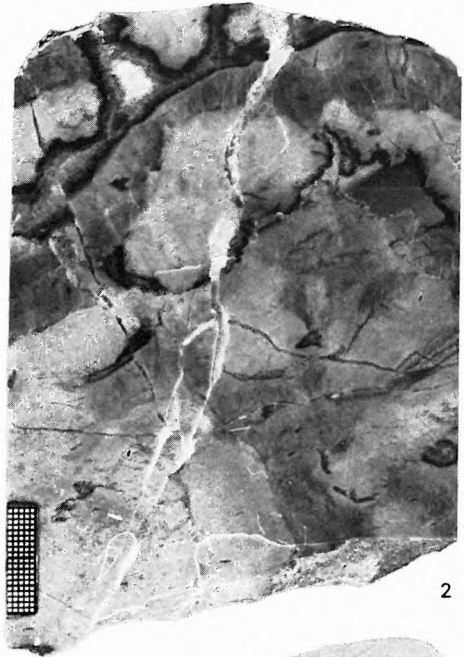


## I. tábla — Plate I

1. Feneztrális (zsugorodási) pórusok homogén loferit fáciesű steinalmi mészkőben. Balról egy vörös dolomit intraklaszt. 93/a<sub>1</sub>. sz. minta, 471,21—471,31 m
2. Nádaskai Mészke foltos, protointraclasztos szerkezete, a felső részben szürke, drúzasz calcittal és fehér mozaikpátittal kitöltött sztromataktisz szerkezettel. 88/a<sub>2</sub>. sz. minta, 427,45—427,55 m
3. Nádaskai Mészke foltos, protointraclasztos szerkezete. A mag tetején Crinoidea-törmelék, gradált, vörös márgabetelepülés látszik. 53/e. sz. minta, 255,18—255,6 m
4. Áramló vízben való leülepedésről tanúskodó hullámos mikrorétegzettség Szőlősardói Márgában. A mag középső szakaszán üledékcsuszamlásra utaló jegyek látszanak. 16/a<sub>2</sub>. sz. minta, 84,30—84,40 m

\* \* \*

1. Homogeneous loferite facies with fenestral pores in the Steinalm Limestone. A red dolomite intraclast is visible on the left. Sample 93/a<sub>1</sub>, 471.21—471.31 m
2. Spotted, protointraclastic structure of Nádaska Limestone, with stromatactis structures filled with grey drusy calcite and white mosaic calcite in the upper part. Sample 88/a<sub>2</sub>, 427.45—427.55 m
3. Spotted, protointraclastic structure of Nádaska Limestone. A red, graded marl intercalation with crinoid-detritus is visible in the uppermost part. Sample 53/e, 255.18—255.6 m
4. Wavy microbedding in Szőlősardó Marl, indicating deposition in currents. A sediment slumping structure is visible in the middle part of the core. Sample 16/a<sub>2</sub>, 84.30—84.40 m

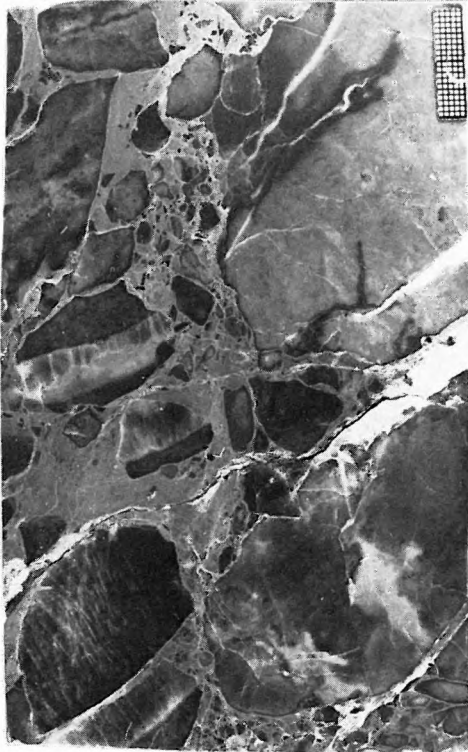
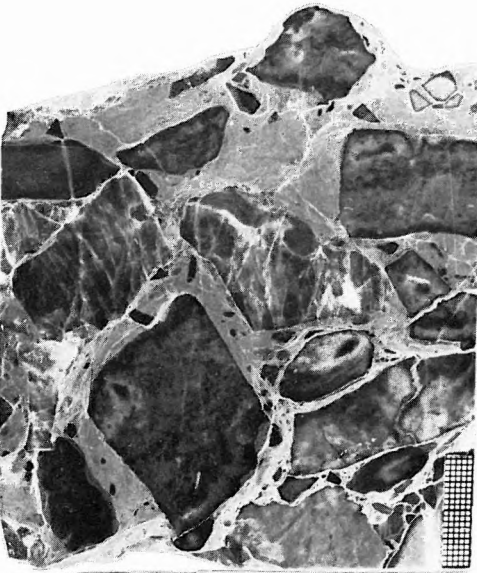


**II. tábla — Plate II**

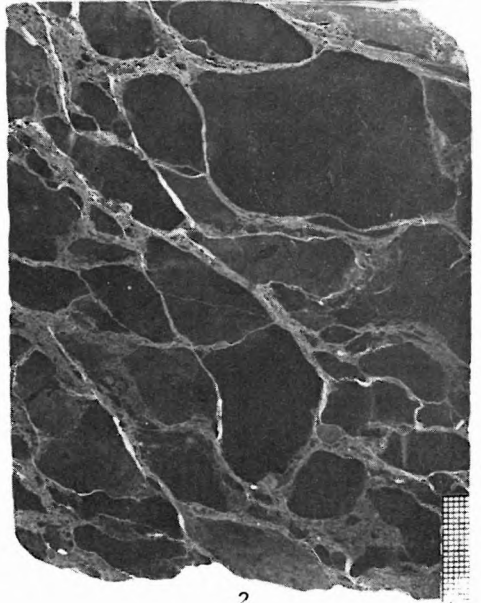
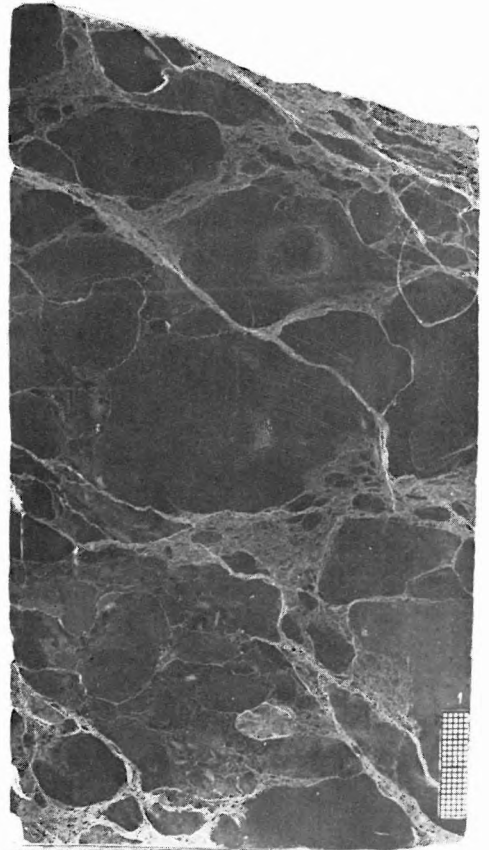
1. Szürke tűzkő- és drapposszürke, mészkő-intraklasztokból álló, zöldesszürke mészmárga kötőanyagú, intraformációs breccsa a Nádaskai Mészkő Formáció tetejéről. 35/b. sz. minta, 178,56 — 178,88 m
2. Intraformációs breccsa Pötscheni Mészkőben. 9/b. sz. minta, 30,15 — 30,40 m

\* \* \*

1. Intraformational breccia consisting of grey chert and drabish grey limestone intraclasts, with greenish grey calcareous marl matrix. Top of the Nádaska Limestone. Sample 35/b, 178.56 — 178.88 m
2. Intraformational breccia in Pötschen Limestone. Sample 9/b, 30.15 — 30.40 m



1



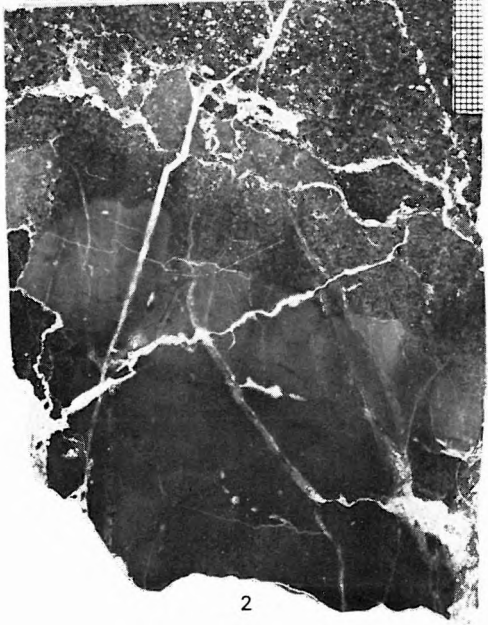
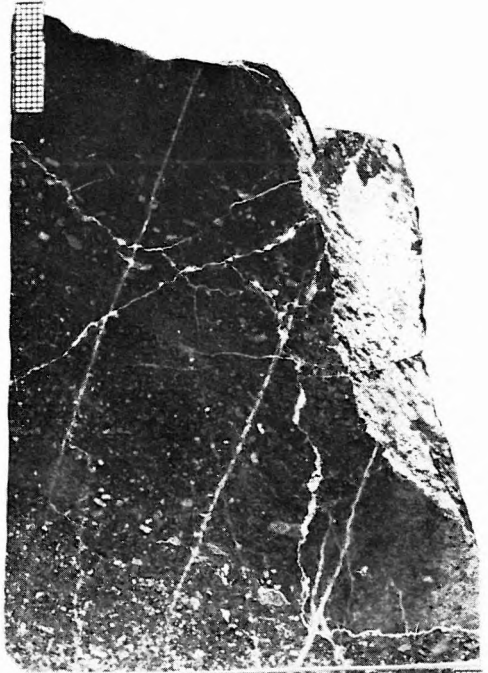
2

**III. tábla — Plate III**

1. Allodapikus crinoideás mészkő Pötscheni Mészkőben. Az új ritmus kezdetét nyíl jelöli. 10/a<sub>6</sub>. sz. minta, 36,10—36,30 m
2. Ugyanaz. 12/a. sz. minta, 45,20—45,40 m

\* \* \*

1. Allodapic crinoidal limestone in Pötschen Limestone. The base of the arrow marks the beginning of the new rhythm. Sample 10/a<sub>6</sub>, 36.10—36.30 m
2. The same. Sample 12/a. 45.20—45.40 m



1

2



## ALSÓ-DEVON CONODONTÁK A NEKÉZSENYI STRÁZSA-HEGYRŐL

KOVÁCS SÁNDOR

Az Upponyi-hegység déli peremén elhelyezkedő nekézsényi Strázsa-hegy crinoideás mészköveit és diabáztufáit ill. -agglomerátumait az irodalomban eddig — bizonyos fáciesanalógiák alapján — a középső-triászba sorolták (SCHRÉTER Z. 1943, PANTÓ G. 1954, BALOGH K. 1964). A Conodontavizsgálatok során a crinoideás mészkőből alsó-devon (felső-gedlinni avagy felső-lochkovi) Conodonták kerültek elő. Ez az eddigi szerkezeti képet annyiban módosítja, hogy nem a bükki triász tolódott rá DK felől az upponyi paleozoikumra, hanem az idősebb paleozóos (devon) képződmények a karbon palákra.

Az Upponyi-hegység déli peremén elhelyezkedő nekézsényi Strázsa-hegy világosszürke, crinoideás mészkövééről és diabázáról először SCHRÉTER Z. (1943) tesz említést. Szerinte a mészkő emlékeztet a Rudabányai- és Aggteleki-hegység középső-triász, „recoaro-szintbeli” crinoideás mészköveire. Megemlíti, hogy a „triász” mészkőrögök egy feltolódási vonal mentén bukkannak fel a karbon palában. A szerkezetre vonatkozóan megjegyzi, hogy „az Upponyi-hegységben az izoklinális rétegzés mellett ÉNy felé irányuló felpikkelyeződést is feltételezhetünk”. Térképén (1945) jól látszik, hogy a gozau környezetből kiemelkedő „triász” rögöktől délre még van karbon pala.

PANTÓ G. (1954) szintén említi a crinoideás világosszürke mészkőpikkelyeket. Vizsgálatai alapján a Strázsa-hegy diabázagglomerátuma és -tufája „igen hasonló” a Bükkszentlászló környéki „fehérpeces” diabáztufához és -agglomerátumhoz. A környező palák egy részét is idesorolja és szól a „ladini” agyagpalák, valamint a paleozóos agyagpala — homokkő csoport egymástól való térképi elkülönítésének nehézségéről.

A SCHRÉTER- és PANTÓ-fele analógiákat BALOGH K. (1964) sem cáfolja. Értékelhető ősmaradványok híján azonban csak fenntartással sorolja a bükki felső-ladini tűzköves mészkő csoporthoz a Strázsa-hegy és annak csapásmenti folytatásába eső „triász” pikkelyek világosabb vagy sötétebb szürke, crinoideás — brachiopodás mészkövet. Határozottan hangsúlyozza a diabázvulkanizmusnak a mészkő keletkezésével való egyidejűségét.

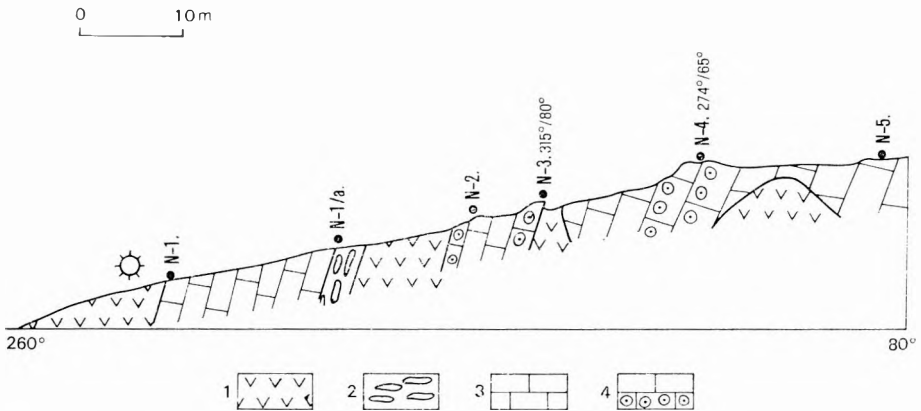
Jelen munka részét képezi a VETŐNÉ ÁKOS É.-val közösen végzett vizsgálat sorozatnak, amely az upponyi-hegységi diabázvulkanizmus kerkérdésének eldöntésére irányul. Ennek keretében gyűjtöttük be 1978 őszén az upponyi-hegységi diabázelfordulások közelében levő mészkőkibúvásokat Conodonta vizsgálat céljából.



## Litosztratigráfia

A felvett szelvény (I. ábra) a Strázsza-hegy DNY-i végét képező mandula-köves diabáztömeg legfelső részében levő erdészeti hancsiktól indul és a gerincen halad az utolsó világosszürke mészkőkibúvásig. A szelvényt az Országos Alapszelvény Program keretében később fogják feltárni, ezért itt csak egy vázlatos rétegsort tudunk megadni.

A zöld, karbonátos diabáztufára sötét kékesszürke, kristályos mészkő következik (N-1. sz. minta), majd mintegy 2–3 m vastagságban diabáz–mészkő anyagú intraformációs breccsa (N-1/a. sz. minta). (Ez is fontos bizonyíték a vulkánosság szinszediment volta mellett.) Ezután diabáztufa-nyomok van-



I. ábra. Földtani szelvényvázlat a nekézsenyi Strázsza-hegy gerincéről, a mintavételi helyekkel

1. Diabáz, diabáztufa, diabázagglomerátum, 2. mészkő—diabáz anyagú intraformációs breccsa, 3. világos- és sötétebb szürke, kristályos mészkő, 4. crinoideás mészkő

Fig. 1. Schematical geological section about the ridge of the Strázsza-hegy at Nekézseny, with the sampling points

1. Diabase, diabase tuff and diabase agglomerate, 2. intraformational breccia of limestone-diabase composition, 3. light to darker grey crystalline limestone, 4. crinoidal limestone

nak, majd az N-2. és N-3. sz. mintavételi helyek között sötét kékesszürke és világosszürke kristályos mészkő váltakozik. Mindkét változat helyenként crinoideás. A Conodontákat tartalmazó N-3. sz. minta az erdészeti hancsiktól 75° irányban 41,5 m-re levő, a nagyobb mészkőszikla előtti kisebb mészkősziklából származik. Ezután 2 m diabáz—mészkőtörmelékes tufa, majd világosszürke, pados, crinoideás mészkő (N-4. sz. minta) következik. A szelvény legutolsó kibúvásait világosszürke, sávós, kristályos mészkő alkotja, Crinoideák nélkül (N-5. sz. minta). Ezen a szakaszon a szelvényvonaltól jobbra a DK-i hegyoldalban nagyobb, szabálytalan alakú diabáztufafolt helyezkedik el. Itt valószínűleg a mészkő és a diabáztufa tektonikus egybegyűrődéséről van szó.

Mikrofáciését tekintve valamennyi minta metamorf sparit az N-3. sz. kivételével, melyben az eredeti mikrit matrix csak mikrosparitosodott és benne Crinoidea-töredék, ill. kérdéses Radiolariák látszanak.

Egyes padokban a Crinoidea-töredékek gradáltan rendeződnek el; a gradáció irányja alapján a rétegsor átbuktatottnak tűnik.

### Conodonta-biosztratigráfia

A vizsgált öt minta közül az N-3. sz. gazdag Conodonta faunát eredményezett. A többi négy minta Conodontára negatív volt.

Az előkerült Conodonták feketék, de nem deformáltak. A fogak hegyei szinte minden esetben töredeztettek, ezért a pontos meghatározás nem mindig volt lehetséges. A meghatározott fauna:

*Ozarkodina asymmetrica* (BISCHOFF et SANNEMANN) (P-elem\*, I. tábla 1–4.)

*Ozarkodina excavata excavata* (BRANSON et MFHL) (P, O<sub>1</sub>, A<sub>1</sub> elemek, III. tábla 2., 3., 5.)

*Ozarkodina cf. remscheidensis remscheidensis* (ZIEGLER) (P-elem, I. tábla 5., II. tábla 4–8.)

Morfoelemek, a multielembe tartozás megjelölése nélkül:

„*Spathognathodus*” sp. A (II. tábla 1.)

„*Spathognathodus*” sp. B (II. tábla 2.)

„*Spathognathodus*” sp. C (II. tábla 3.)

„*Hindeodella equidentata*” RHODES (III. tábla 1.)

„*Ozarkodina denckmanni*” ZIEGLER (III. tábla 4.)

„*Ozarkodina media*” WALLISER

„*Lonchodina*” sp.

„*Trichonodella*” sp.

ZIEGLER (1973) szerint a „*Hindeodella equidentata*” és az „*Ozarkodina media*” az *Ozarkodina excavata excavata* A<sub>1</sub>, ill. O<sub>1</sub> elemét képezik. Ennek a multielemnek a rétegtani terjedelme: (felső-wenlocki?) — alsó-ludlowi — alsó-emi (WALLISER 1964).

Az *Ozarkodina remscheidensis remscheidensis* (P-elem: *Spathognathodus steinhornensis remscheidensis*) a „*Spathognathodus*” *steinhornensis eosteinhornensis* — „*Spathognathodus*” *steinhornensis steinhornensis* fejlődési sor tagja. A fejlődési sor a legfelső szilurtól az alsó-devon végéig tart. Az „*Ozarkodina denckmanni*” ennek a sornak az O<sub>1</sub>-eleme. Az *O. remscheidensis remscheidensis* fajlőjtője: az *eosteinhornensis* zóna legfelső része (legfelső-szilur) — n. sp. D zóna alsó része (felső-gedinni) (G. KLAPPER—W. ZIEGLER 1979). (Az alsó-devon Conodonta-zónákat lásd az 1. táblázaton.)

\* Ezek a P-elemek (= platform-elemek) a morfortaxonómiában a *Spathognathodus* nemzetségbe tartoznak. Több, különböző morfoelem-„faj” egy multielem-fajt vagy természetes együttest alkotott, vagyis egyazon hordozó állat különböző vázelemei voltak. Különösen a felső-szilur és az alsó-devon Conodonták terén több multielem-rekonstrukcióra került sor. A multielem-faj nevét általában a platform-elem adja, a *Spathognathodus* helyett azonban G. KLAPPER—G. M. PHILIP (1971) az *Ozarkodina*, ill. *Pandorinellina* fogsorelemeket „léptették elő” multielemmé. (Szerző véleménye szerint a multielem-fajok konstruálása valamennyi Conodonta-elem idő- és térbeli elterjedésének lehető legteljesebb ismeretét igényli, ezért az effajta művelet ma még a hipotézisek körébe vész.)

## Alsó-devon Conodonta-zónák

	Ny-Burjete	Észak-Amerika KLAPPER—JOHNSON 1977 LANE—ORMISTON 1979	Barnaudium	Szovjetunió MASHKOVA 1979
K. de- von	Ei- feli		Ei- feli	
Alsó-devon	Emsi	<i>Polygnatus patulus</i>	Daleji	<i>Polygnatus patulus</i>
		<i>Polygnatus serotinus</i>		<i>Polygnatus serotinus</i>
		<i>Polygnatus inversus</i>	Zlichovi	<i>Polygnatus inversus</i>
		<i>Polygnatus gronbergi</i>		<i>Polygnatus perbonus</i>
		<i>Polygnatus dehiscens</i>		<i>Polygnatus gronbergi</i>
		Siegemi	<i>Polygnatus dehiscens</i>	
	<i>Polygnatus pirenae</i>		Prágai	<i>Pandorinellina steinhornensis mae</i>
	<i>Eognathodus sulcatus kindlei</i>			
	<i>Eognathodus sulcatus sulcatus</i>			<i>Pandorinellina exigua</i>
	<i>Pedavis pesavis</i>	<i>Pandorinellina optima</i> ( <i>Pedavis pesavis</i> )		
	Godlinni	<i>Ozarkodina n. sp. D</i>	Lochkovi	<i>Icriodus eolatericrescens</i>
		<i>Ozarkodina eurekaensis</i>		<i>Icriodus postwoschmidtii</i>
		<i>Icriodus woschmidtii</i>		<i>Icriodus woschmidtii</i>
F.-szilur				

Az *Ozarkodina asymmetrica* (BISCHOFF et SANNEMANN) viszonylag kevés helyről ismert faj.\* G. BISCHOFF—D. SANNEMANN (1958) vele együtt írta le az *O. transitans* fajt; a kettő P-eleme között csak annyi különbség van, hogy az *O. asymmetrica*-nak csak az egyik irányban van oldalcarinája. Az említett szerzők az *O. asymmetrica*-nak mindössze két, adult példányát ábrázolták (12.

\* A kézirat lezárása után, a II. Európai Conodonta Szimpózium során (Bécs, 1980. augusztus) PROF. DR. M. A. MURPHY (Riverside/California, USA) és DR. H. P. SCHÖNLAUB (Bécs, Ausztria), átnézve a fényképtáblák anyagát, megállapították, hogy az itt tárgyalt problematikus alakok megegyeznek azokkal, amelyeket SCHÖNLAUB a szimpózium kirándulásvezetőjében mint *Ozarkodina masara* MURPHY (nom. dub.) közölt. Ezek csak alulnézetben, nagyobb bazális gödrük révén különböznek az *O. asymmetrica* holotípusától. Az általunk ábrázolt egyedek közül az I. tábla 3—4. ábráján szereplők teljes mértékben megegyeznek a SCHÖNLAUB-féle alakokkal.

tábla 19. ábra, 13. tábla 1. ábra). A 13. tábla 2., 3., 7. és 9. ábráin pedig olyan alakokat közölnek le *Spathognathodus steinhornensis* ZIEGLER néven, amelyeknek 1–2 fogból álló oldalcarinájuk van egyik irányban. Ezeket az alakokat P. BULTYNCK (1971. p. 32.) feltételeesen felvette a *Spathognathodus* aff. *transitans* szinoním-listájára, annak ellenére, hogy nincs mindkét oldalon oldalcarinájuk. Véleményünk szerint ezek az alakok csak az „*Spathognathodus*” *asymmetricus* intraspecifikus változatait vagy morfortípusait, ill. különböző ontogenetikai stádiumait képviselik. Anyagunkból az I. tábla 2. ábráján látható példány a holotípus alakkörébe tartozik (adult alak), míg az I. tábla 1., 3–4. ábráin láthatók fiatalabb ontogenetikai stádiumba tartoznak. G. BISCHOFF—D. SANNE-MANN ugyanebből a faunából írta le a zónajelző *Pedavis pesavis* fajt, így a kor egyértelmű (alsó-siegeni).

ZIEGLER (1973) szerint mind az *O. asymmetrica*, mind az *O. transitans* a *pesavis* zónába tartozik. Azonban H. R. LANE—A. R. ORMISTON (1979) az *O. transitans*-t az n. sp. D zónában találta. Az *O. transitans* csoport fejlődését bemutató ábrájukon (p. 49.) látható, hogy az *O. asymmetrica* a fejlődés oldalágát képviseli és a zónajelző *O.* n. sp. D KLAPPER-rel együtt közvetlenül a csoport őseit jelentő *O.* n. sp. 2 LANE et ORMISTON-ból alakult ki.

A fentiekből következően, az *O. asymmetrica* és az *O. cf. remscheidensis remscheidensis* jelenléte alapján a strázsa-hegyi Conodonta-fauna legnagyobb valószínűséggel az *Ozarkodina* n. sp. D zónába tartozik, azaz felső-gedinni. A *pesavis*-zónánál fiatalabb kort a később fellépő Eognathodusok és Polygnathusok hiánya egyértelműen kizárja. A lelőhelyet a közeljövőben újra begyűjtjük és a Conodonta-faunát a finomsztratigráfia pontosabbá tétele céljából részletesebb vizsgálat alá vetjük.

### Következtetések

A H. KOZUR és R. MOCK (1977) által végzett néhány Conodonta-vizsgálat bebizonyította az upponyi II. sorozat (Lázbérci Formáció) felső-devon – alsó-karbon korát; sőt egy, a II. sorozat legfelső részéből származó mintájuk baskir korúnak bizonyult.

BALOGH K. (1964, p. 473, 478) az Upponyi-hegység déli peremén húzódó „középső-triász” pikkelyeknek a karbon palába való gyűrődését két ütemben magyarázza:

1. Közvetlenül a gozau fáciesű üledékek lerakódása előtti időben a bükki mezozoos üledékösszlet északi része rátolódott az upponyi paleozoikumra.

2. A gozau lerakódását követő ellentétes irányú pikkelyeződések során — melyekben már a gozau is részt vesz — a „középső-triász” diabáz — mészkő pikkelyek szétdarabolódtak és belegyűrődtek a karbon palaösszletbe.

A strázsa-hegyi Conodonta-leletek, H. KOZUR—R. MOCK (1977) upponyi-hegységi vizsgálatait, valamint a Szendrői-hegység folyamatban levő Conodonta-vizsgálatának eddigi eredményei alapján az alábbi tektonikai következtetés adódik:

A szenon előtt mindenképpen volt egy nagyon jelentős ÉNy felé történő mozgás; a különbség a fentiekhez képest csupán az, hogy ez a mozgás nem

a triászt érintette, hanem az idősebb paleozoikum (devon) DK felől rátolódott a fiatalabb paleozoikumra (szendrői—upponyi karbon palák).

A további vizsgálatok során a hegységen belül tisztázandó:

1. Az alsó-devon crinoideás mészköveket és diabázokat bezáró agyagpalák devon vagy karbon kora.

2. A strázsa-hegyi diabáz és az Upponyi-hegység többi diabázelőfordulásainak egymással, ill. a mellékkőzettel való kapcsolata (erről VETŐNÉ ÁKOS É.-val közösen számolunk be).

3. A BALOGH K. által felfedezett (in PANTÓ G. 1954) két kis kövületes alsó-triász előfordulás helyzete.

## IRODALOM

- BALOGH K. 1964: A Bükkhegység földtani képződményei. — Földt. Int. Évk. 58. 2. 478 p.
- BISCHOFF G. — SANNEMANN D. 1958: Unterdevonische Conodonten aus dem Frankenvwald. — Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch. 86. pp. 87—110. Wiesbaden.
- BULTYNCK P. 1971: Le Silurien supérieur et le Dévonien inférieur de la Sierra de Guadarrama (Espagne Centrale). — Inst. Royal des Sci. Nat. de Belgique 47. 3. pp. 1—43. Bruxelles.
- CARLS P. — GANDEL J. 1969: Stratigraphie und Conodonten des Unter-Devons der östlichen Iberischen Ketten (NE-Spanien). — N. JB. Geol. Paläont. Abh. 132. 2. pp. 155—218. Stuttgart.
- KLAPPER G. 1969: Lower Devonian conodont sequence, Royal Creek, Yukon Territory, and Devon Island, Canada. — J. Paleont. 43. 1. pp. 1—27. Tulsa/Oklahoma.
- KLAPPER G. — JOHNSON D. B. 1977: Lower and Middle Devonian conodont sequence in central Nevada. In: MURPHY M. A. — BERRY W. B. N. — SANDBERG C. A. (Eds.): Western North America: Devonian. — Univ. California, Riverside Campus Mus. Contr. 4. pp. 33—54. Riverside/California.
- KLAPPER G. — MURPHY M. A. 1975: Silurian-Lower Devonian conodont sequence in the Roberts Mountains Formation of Central Nevada. — Univ. Calif. Publ. Geol. Sci. 111. pp. 1—62. Berkeley.
- KLAPPER G. — PHILIP G. M. 1971: Devonian conodont apparatuses and their vicarious skeletal elements. — Lethaia, 4. pp. 429—542. Oslo.
- KLAPPER G. — ZIEGLER W. 1979: Devonian conodont biostratigraphy. In: The Devonian system. — Paleont. Assoc. Spec. Papers in Palaeont. 23. pp. 199—224. London.
- KLAPPER G. et al. 1971: North American Devonian conodont biostratigraphy. In: SWEET W. C. — BERGSTRÖM S. M. (Eds.): Symposium on conodont biostratigraphy. — Geol. Soc. Amer. Mem. 127. pp. 285—316. Boulder/Colorado.
- KOZUR H. — MOCK R. 1977: On the age of the Paleozoic of the Uppony Mountains (North Hungary). — Acta Miner. Petr. Szeged. 23. 1. pp. 91—108.
- LANE H. R. — ORMISTON A. R. 1979: Siluro-Devonian biostratigraphy of the Salmon-trout River Area, East-Central Alaska. — Geol. et Palaeont. 13. pp. 39—96. Marburg.
- MASHKOVA T. V. 1979: Conodont zones of the Lower Devonian in the U. S. S. R. — Geol. et Palaeont. 13. pp. 97—102. Marburg.
- PANTÓ G. 1954: Bányaföldtani felvétel az Upponyi-hegységben. — Földt. Int. Évi Jel. 1952-ről, pp. 91—111.
- PHILIP G. M. 1966: Lower Devonian conodonts from the Buchan Group, eastern Victoria. — Micropaleont. 12. 4. pp. 441—460. New York/New York.
- SCHRÉTER Z. 1943: A Bükk-hegység geológiája. — Beszámoló Földt. Int. Vitaül. Munk. 5. 7. pp. 378—411.

- SCHRÉTER Z. 1945: Uppony, Dédes és Nekézseny, továbbá Putnok vidékének földtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1941–42-ről, I. pp. 161–237.
- WALLISER O. H. 1964: Conodonten des Silurs. — Abh. Hess. L.-Amt, Bodenforsch. 41. 106. p. Wiesbaden.
- ZIEGLER W. 1956: Unterdevonische Conodonten, insbesondere aus dem Schönauer und dem Zogensis-Kalk. — Notizbl. Hess. L.-Amt, Bodenforsch. 84. pp. 93–106, Wiesbaden.
- ZIEGLER W. 1960: Conodonten aus dem Rheinischen Unterdevon (Gedinnium) des Remscheider Sattels (Rheinisches Schiefergebirge). — Paläont. Z. 34. 7. pp. 169–201, Stuttgart.
- ZIEGLER W. 1971: Conodont stratigraphy of the European Devonian. In: SWEET W. C. — BERGSTRÖM S. M. (Eds.): Symposium on conodont biostratigraphy. — Geol. Soc. Amer. Mem. 127. pp. 227–284, Boulder/Colorado.
- ZIEGLER W. (Ed.) 1973: Catalogue of conodonts. I. — E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 504 p. Stuttgart.

## LOWER DEVONIAN CONODONTS FROM THE STRÁZSA-HEGY, NEAR NEKÉZSENY, UPPONY MTS (N HUNGARY)

by

S. Kovács

### *Introduction*

The light, crinoidal limestones and diabases of Strázsa-hegy, situated on the southern margin of Uppony Mts, were mentioned first by Z. SCHRÉTER (1943). He compared these limestones with some Middle Triassic crinoidal limestones of the Rudabánya and Aggtelek Mts, and explained that their blocks had got along an overthrust plain into the Carboniferous shales.

G. PANTÓ (1954) found, that the diabase agglomerates and tuffs of the Strázsa-hegy are very similar to those of Ladinian age in the vicinity of Bükk-szentlászló, Bükk Mts.

K. BALOGH (1964) did not refute the above analogies, but, lacking any determinable fossil, assigned, with some reserve though, the lighter or darker grey, crinoidal-brachiopodal limestones of the Strázsa-hegy (and those of the „Triassic” slices in its strike) to the Upper Ladinian cherty limestone group of Bükk Mts. He emphasized, that the diabase volcanism was contemporaneous with the sedimentation of the limestone. He explained the tectonic reworking of the „Triassic” slices into the Carboniferous shales in two steps:

1. Just before sedimentation of the Gosau rocks the northern part of the Mesozoic sequence of the Bükk Mts thrust over the Palaeozoic of the Uppony Mts.

2. After the sedimentation of Gosau, during imbricational movements of opposite direction, in which the Gosau sediments were also involved, the „Middle Triassic” diabase-limestone slices broke into pieces and got reworked into the Carboniferous shales.

### Lithostratigraphy

The geological section of part of the ridge of the Strázsa-hegy, with the sampling points, is shown in Fig. 1. The section consists of more or less crystalline limestones, mostly dark bluish grey before the sampling point N-3 and light grey after it. Both varieties contain crinoidal beds in some places; the distribution of the crinoid-detritus sometimes shows a kind of grading. The diabases, agglomerates and tuffs partly alternate with the limestones, partly seem to break through them.

The texture of all samples has altered into metamorphosed sparite, except that of sample N-3, in which the original micritic matrix is only microsparitized and contains crinoid-fragments and ghosts of questionable radiolarians.

### Conodont-biostratigraphy

Four of the investigated five samples proved to be negative for conodonts, but sample No. N-3 yielded a fairly rich conodont-fauna, which includes the following forms:

*Ozarkodina asymmetrica* (BISCHOFF et SANNEMANN) (P-element)

*Ozarkodina excavata excavata* (BRANSON et MEHL) (P, O<sub>1</sub>, A<sub>1</sub> elements)

*Ozarkodina cf. remscheidensis remscheidensis* (ZIEGLER) (P-element)

Form-species out of the P-elements of the above-mentioned multi-elements:

„*Spathognathodus*” sp. A

„*Spathognathodus*” sp. B

„*Spathognathodus*” sp. C

„*Hindeodella equidentata*” RHODES

„*Ozarkodina denckmanni*” ZIEGLER

„*Ozarkodina media*” WALLISER

„*Lonchodina*” sp.

„*Trichonodella*” sp.

The stratigraphic range of *Ozarkodina excavata excavata* is (Middle?) Upper Silurian—Lower Devonian (Early Emsian) (O. H. WALLISER 1964); that of *Ozarkodina remscheidensis remscheidensis* is Uppermost Silurian to Upper (but not Uppermost) Gedinnian (lower part of *Ozarkodina* n. sp. D-Zone) (G. KLAPPER—W. ZIEGLER 1979).

*Ozarkodina asymmetrica* (BISCHOFF et SANNEMANN) occurs in the *Ancyrodelloides—Icriodus pesavis* faunal unit of ZIEGLER, 1971. According to H. R. LANE—A. R. ORMISTON (1979, pp. 48—49, Fig. 7), *O. asymmetrica* developed from their *Ozarkodina* n. sp. 2 Morphotype in the *Ozarkodina* n. sp. D-Zone. G. BISCHOFF—D. SANNEMANN (1958) placed forms having a shorter outer process with 1—2 denticles in „*Spathognathodus*” *steinhornensis* ZIEGLER, 1956 (Pl. 13, Fig. 3, 7, 9). BULTYNCK (1971) took up these forms in hand on the synonymy list of his *Spathognathodus* aff. *transitans*, but figured only forms without lateral denticles. In our opinion these forms belong to the same form group as *O. asymmetrica* BISCHOFF et SANNEMANN, and represent only younger ontogenetic stages or intraspecific variations of that. Most of our specimens deter-

mined here as *O. asymmetrica* belong to this form group of BISCHOFF and SAN-NEMANN's „*Spathognathodus steinhornensis*” (Pl. 1, Fig. 1, 3—4), except the one on Pl. 1, Fig. 2, which rather resembles the holotype of *O. asymmetrica*\*.

It follows from the co-occurrence of *O. cf. remscheidensis remscheidensis* and *O. asymmetrica*, that our conodont fauna belongs to the *Ozarkodina* n. sp. D-Zone (Upper Gedinnian).

The investigation is to be extended in the near future in order to develop a more exact stratigraphy and taxonomy.

The Lower Devonian age of the crinoidal limestones and diabases of Strázsa-hegy and the conodont finds of H. KOZUR—R. MOCK (1977) and the preliminary results of the proceeding conodont investigations of the Szendrő and Uppony Palaeozoic suggest that there had been really a tectonic movement of N vergency before the Senonian and the sedimentation of the Gosau rocks, as was supposed by K. BALOGH (1964, p. 764). However, this movement did not affect the Triassic here, but the older Palaeozoic (Devonian) from the SE was thrust over the younger Palaeozoic (Carboniferous shales) in both mountains.

---

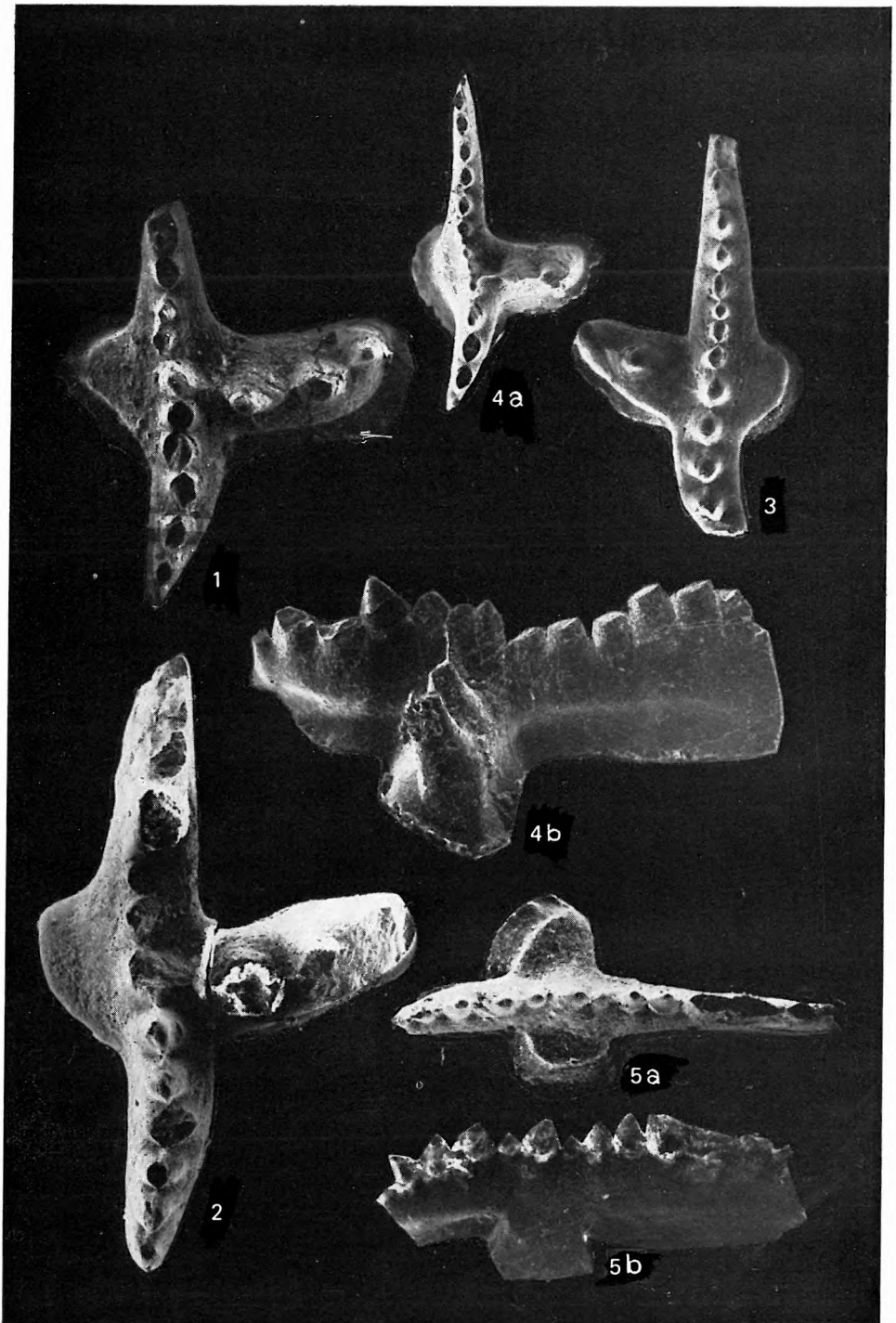
\* During the second European Conodont Symposium in Vienna, 1980, when this paper was already in press, PROF. DR. M. A. MURPHY (Riverside/California, USA) and DR. H. P. SCHÖNLAUB (Vienna, Austria) were so kind to verify the author's determinations. The forms figured here in Pl. 1, Figs. 3 and 4 are certainly identical with those published as *Ozarkodina masara* MURPHY nom. dub. by DR. SCHÖNLAUB in the guide-book of the Symposium.



**I. tábla — Plate I**

- 1—3. *Ozarkodina asymmetrica* (BISCHOFF et SANNEMANN) (P-elem) D-309—D-311. 60×
4. *Ozarkodina asymmetrica* (BISCHOFF et SANNEMANN) (P-elem) D-312.  
a) 60×, b) 100×
5. *Ozarkodina* cf. *remscheidensis remscheidensis* (ZIEGLER) (P-elem) D-326.  
60×

Minden esetben a = felülnézet, b = oldalnézet. — In all cases a = upper view, b = lateral view.

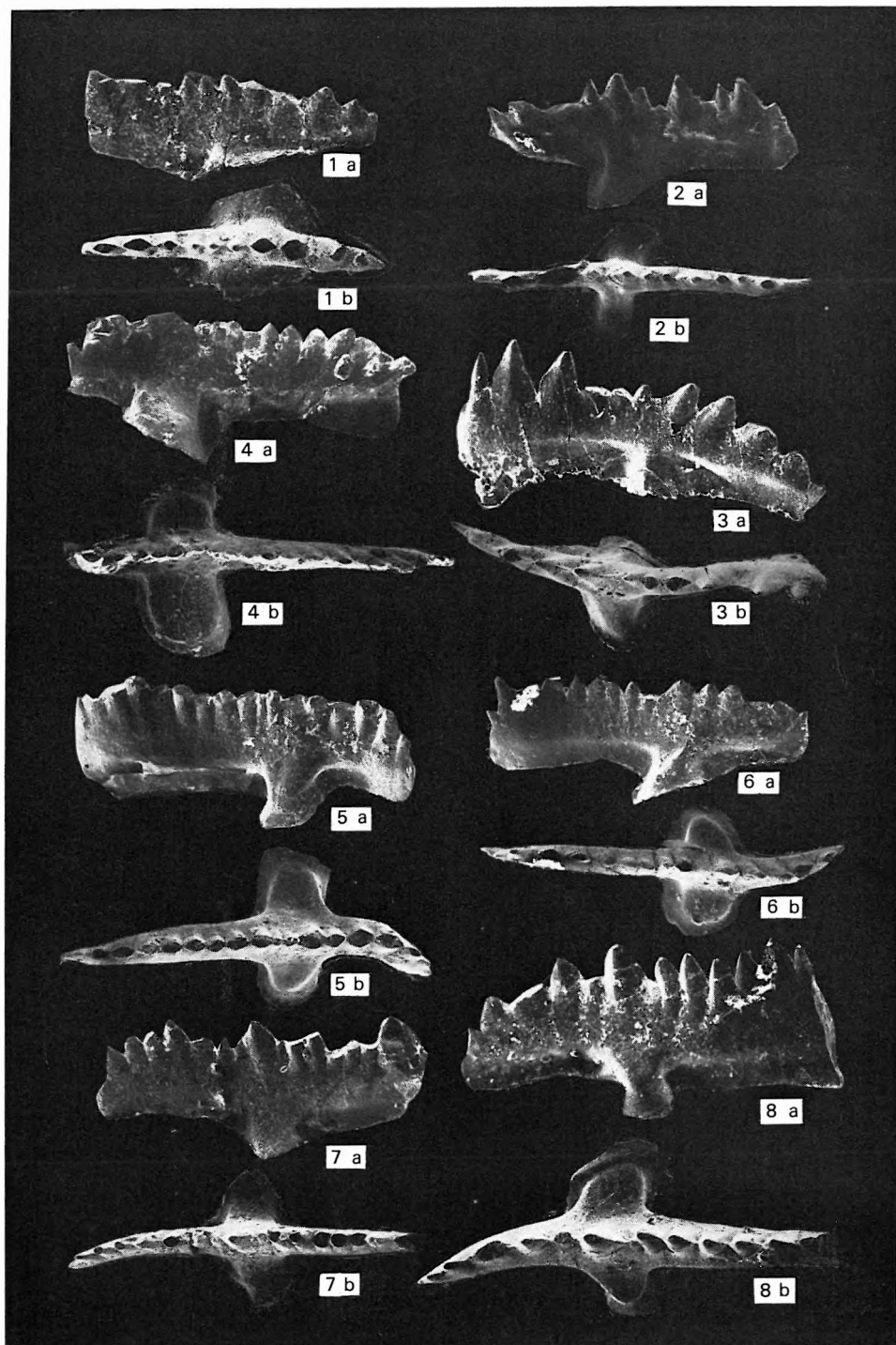


**II. tábla — Plate II**

Nagyítás 60×

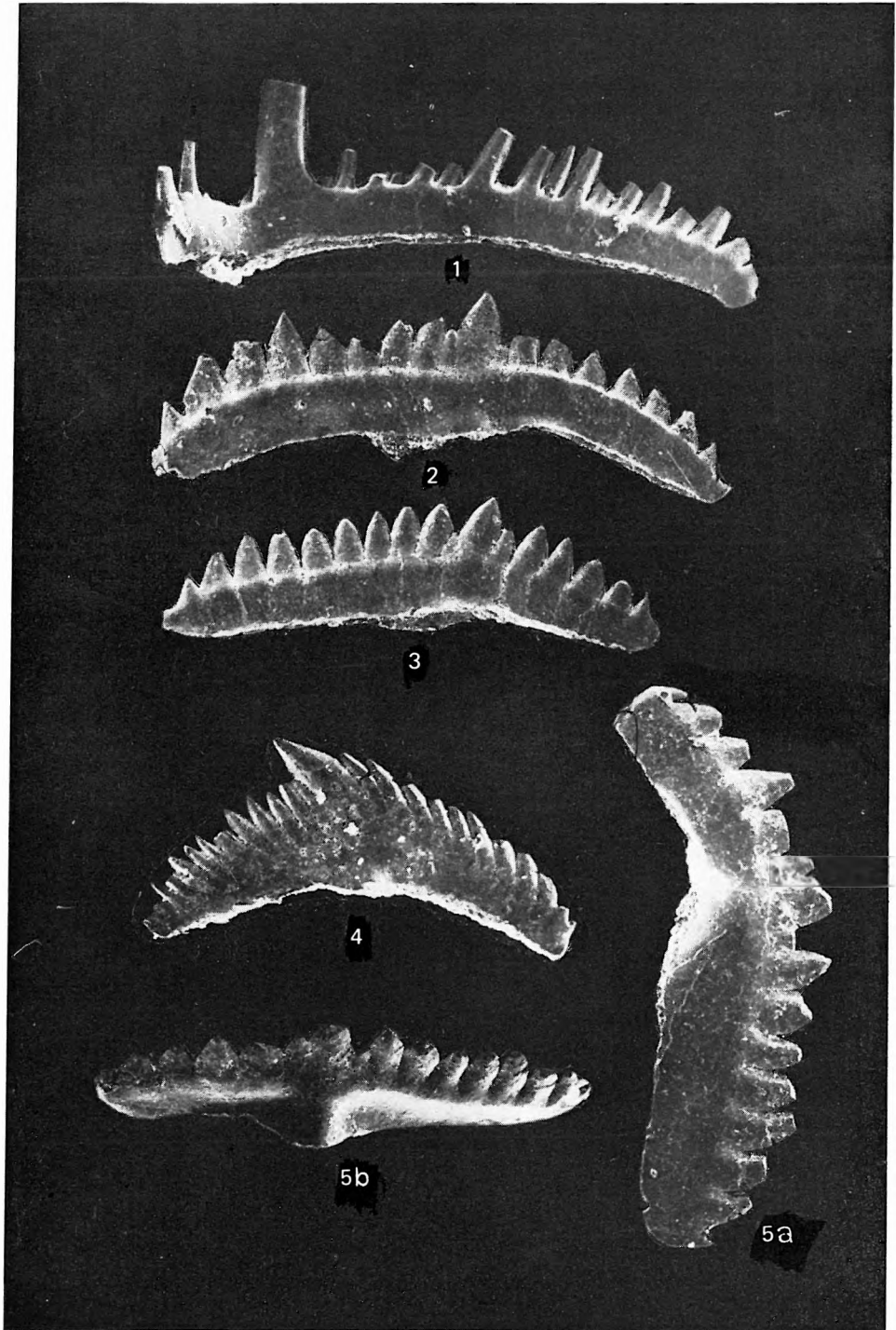
1. „*Spathognathodus*” sp. A. (Morfoelem — Form-species) D-318.
  2. „*Spathognathodus*” sp. B. (Morfoelem — Form-species) D-319.
  3. „*Spathognathodus*” sp. C. (Morfoelem — Form-species) D-320.
- 4—8. *Ozarkodina* cf. *remscheidensis remscheidensis* (ZIEGLER) (P-elem) D-313—D-317.

Minden esetben a = felülnézet, b = oldalnézet. — In all cases a = upper view, b = lateral view.



**III. tábla — Plate III**

1. „*Hindeodella equidentata*” RHODES (Morfoelem — Form-species) D-321.  
60×
- 2—3. *Ozarkodina excavata excavata* (BRANSON et MEHL) (P-elem) D-322—D-323  
60×
4. „*Ozarkodina denckmanni*” ZIEGLER (Morfoelem -- Form-species) D-324.  
60×
5. *Ozarkodina excavata excavata* (BRANSON et MEHL) (P-elem) D-325.
  - a) Oldalnézet — Lateral view. 100×
  - b) Oldal-felülnézet -- Upper-lateral view. 85×





## A DUNA-BALPARTI TRIÁSZ RÖGÖK RÉTEGTANI HELYZETE

DETRE CSABA

A Csóvár és Szendehely környéki őslénytani vizsgálatok a Duna-balparti triász rögök rétegtani helyzetét jelentősen módosították. A csóvár—nézsai mikrofauna és a szendehelyi Mollusca fauna azt bizonyítja, hogy a triász rögök rétegtani helyzete magasabb, mint ezelőtt véltük. Úgy tűnik, a teljes nóri rétegsor jelen van. Felső-karni mészkő csak Nézsza környékén és — valószínűleg — Romhánytól D-re található.

Az 1970-es években a Duna-balparti triász rögökben Csóvár és Szendehely környékén folytatott őslénytani vizsgálatok, összevetve az egyéb felső-triász rétegtani kutatási eredményekkel, a rögök rétegtani helyzetét jelentős mértékben módosították.

### Csóvári rögök

Szerző kérésére H. KOZUR és H. MOSTLER (1973) elvégezte a csóvári — a megelőző irodalom alapján (VADÁSZ E. 1910, ORAVECZ J. 1963, DETRE Cs. 1970, 1971, 1. táblázat) alsó-karninak tartott —, különösen mikrofosztiliákban gazdag karbonátos rétegek mikrofaunisztikai és mikrofaciológiai feldolgozását. Kimutatták, hogy az osztályozott szemcsézettségű karbonátos kőzetek közvetlenül zátonyközeli medence üledékei. E medenceüledékek részben autochton faunával (radioláriák, kovaszivacsok) jellemzett, biogén törmelékben szegény mésziszapból, másrészt zátonyeredetű törmelékből (a zátonylejtő törmeléke és a biogén detritusz komponensei: mész-szivacsok, korallak, algák, bryozoák stb.) áll, amely időszakosan sodródott a medencébe, és lerakódásakor a szemcsenagyság szerint rétegződött.

A gazdag mikrofauna főleg Radiolariákból, Foraminiferákból, Crinoideákból, Echinoideákból, Ophiuroideákból, Holothuroideákból, Conodontákból és szivacsmaradványokból áll.

A bitumenes mészkő korát a szerzők egyértelműen felső-nórinak határozták meg, ami éles ellentétben áll az addigi, kizárólag megafosztiliák alapján történt alsó-karni korbesorolásokkal. A hazai szakvélemény megütközéssel fogadta e kormeghatározást, amelyet azonban a későbbi vizsgálatok alátámasztottak. KOZUR és MOSTLER (uo.) szerint vagy az alsó-karni korbesorolást eddig leginkább bizonyító néhány Cephalopoda élettartamát kell kibővíteni, vagy téves meghatározásokat kell feltételezni. A szóbanforgó Cephalopoda maradványok: *Badiotites eryx* (MUNSTER), *Michelinoceras* cf. *politum* (KLIPSTEIN), *Apleuroceras* cf. *sturi* (MOJSISOVICS) (DETRE 1970, 1971). Mivel a *Badiotites*



## A DUNA-BALPARTI TRIÁSZ RÖGÖK RÉTEGTANI BESOROLÁSA /1910-1979/

1. táblázat

	VADÁSZ 1910	ORAVECZ 1963	DETRE 1970	DETRE 1979
RAETI				
	„DACHSTEINI” MÉSZKO			
NÓRI				
	„FODOLOMIT”			„DACHSTEINI” MÉSZKO /Keszeg, Naszály, Szendehely/ <i>Dicerocardium, N. complanatus</i>
			„DACHSTEINI” MÉSZKO	A NASZÁLY ÉS A VAS-HÉGY DOLOMITJA
		„DACHSTEINI” MÉSZKO	VAS-HÉGYI DOLOMIT	NEZSAI MÉSZKO <i>Cornucardia hornigi</i> <i>Brachiopodák,</i> <i>korallak</i>
KAPNI	„RAIBLI” MÉSZKO /Csovár/			<i>Conodonták, Cephalopodák,</i> <i>Halobia styriaca, H. cassiana, D. pichleri</i>
		CSÓVÁRI MÉSZKO	NEZSAI MÉSZKO	
		MESZMARGA	CSÓVÁRI MÉSZKO	
				CSÓVÁR 1.sz.f. DOLOMITÖSSZLETE
LADINI		VAS-HÉGYI DOLOMIT	CSÓVÁR 1.sz.f. DOLOMITÖSSZLETE	

*eryx* (MÜNST.) nem tartozik a jó szintjelzők közé (v. ö. DETRE 1971, p. 448), viszont itt a nőri emeletre jellemző mikrofosziliákkal együtt fordul elő, a fajöltőt az eddig ismerten — Archelaus és Aon zónán — túl a nőri emeletre is ki kell terjeszteni.

Említett szerzők megemlékeznek még egy Ammonoidea maradványról, amelyet H. KOZUR gyűjtött és H. ZAPFE professzor *Clionitites* sp.-nek határozott meg. Később a példányt L. KRYSZYN a *Clionitites nicetae* DIENER fajjal azonosította, amely a felső-nóri hallstatti mészkőben fordul elő.

Megítélésem szerint KOZUR és MOSTLER mikropaleontológiai vizsgálatai nyomós érvek, elsősorban a csővári felszíni triász képződmények nőri korbesorolása mellett. El kell ismerni, hogy a csővári bitumenes mészkőnek eddigi, a szórványosan előkerült, többnyire rossz megtartású Mollusca-maradványok alapján történő alsó-karni besorolása nem olyan meggyőző, mint a csővár — nézsai rög ÉNY-i végén található világos színű, főleg Brachiopodákkal és korallokkal jellemzett mészkő karni besorolása. Innen ugyanis két karni „vezérkövületnek” nevezhető ősmaradvány is előkerült: *Cornucardia hornigi* BITTNER (kagyló), valamint *Adygella julica* (BITTNER) (Brachiopoda).

A nőri korbesorolás mellett szól még az is, hogy B. GRUBER (1975) legújabb vizsgálatai szerint a *Halobia styriaca* MOJSISOVICS kagylófaj az eddigi ismeretekkel ellentétben nem a karnira jellemző, hanem a nőrira. (Ezek az ősmaradványok a Csővár I. sz. fúrás mintáiból 347,40–352,40 m-ből kerültek elő: DETRE 1971). Ezzel kétségtelenül ellentmondásban állnak KOZUR és MOSTLER (1973) azon Conodonta-vizsgálati eredményei, amelyek a Csővár I. sz. fúrás e szakaszának alsó-karni korára utaltak. Ezek alapján az is lehetséges, hogy a csővári bitumenes mészkőösszetétel a teljes karni és nőri emeletet is kitölti.

### Szendehelyi rög

1972–1975-ben szerző feldolgozta a szendehelyi Kálvária-domb gazdag Mollusca faunáját. A feldolgozott anyag egy része IFJ. NOSZKY J. 1938-as gyűjteményéből származik, amelyet sikerült újabb gyűjtésekkel kiegészíteni. A Kálvária-domb D-i oldalában levő kis köfjéjtől az alábbi Mollusca fauna vált ismeretessé:

#### Lamellibranchiata

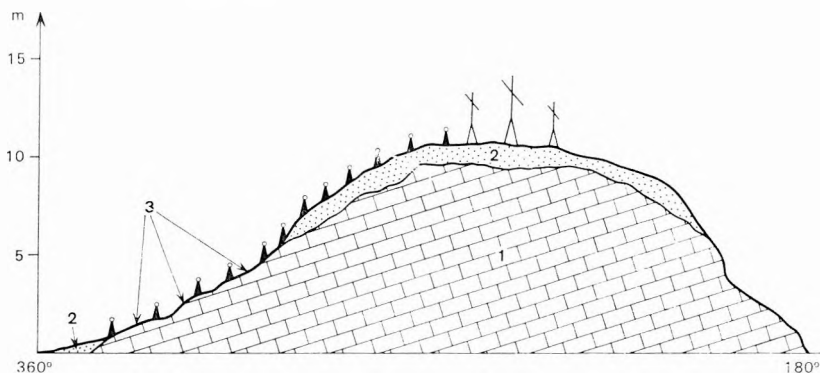
- Dicerocardium hungaricum* (NOSZKY)
- D. cf. curionii* (STOPPANI)
- Neomegalodon tofanæ* (HOERNES) (IV. tábla)
- N. complanatus* (GUEMBEL) (I. tábla 1–3., II. tábla)
- N. complanatus segestanus* (DI STEFANO) (III. tábla)
- N. hoernesii* (FRECH)

#### Gastropoda

- Parangularia cf. hungarica* KUTASSY
- Protonerita* sp. (n. sp. ?) (I. tábla 4.)
- Omphaloptycha* sp.
- Purpuroidea* sp.
- Coelostylina* sp.

A mennyiségi megoszlást illetően a Megalodontidák óriási dominanciája észlelhető, a többi taxon, így a fenti Gastropodák is, csak járulékosak. A Kálvária-dombon, különösen a stációk melletti dachsteini mészkő feltárásban a

Megalodontida-metszetek szinte egymást érik, s az egész kőzetfelszínt ezek töltik be (1–3. ábra). A mikrofácies durvaszemű biogén mészkő, túlnyomóan Mollusca-(Megalodontida-) törmelékkal. Alárendelten algamaradványok. Echinodermata-törmelék található. Gyakoriak a viszonylag jó megtartású Foraminiferák, melyek külön tanulmányt érdemelnének. Ritkán található szivacs- és Bryozoa-(?), valamint Hydrozoa-(?) maradványok. A „biomátrix” átlagos gyakorisága: 70–75%.



1. ábra. A szendehelyi Kálvária-domb vázlatos földtani szelvénye  
1. Nóri dachsteini mészkő, 2. pleisztocén agyag, holocén termőtalaj, 3. Megalodontida-metszetek tömeges előfordulása

Fig. 1. Schematic geological section of the hill Kálvária-domb at Szendehely  
1. Norian Dachstein Limestone, 2. Pleistocene clay and Holocene soil,  
3. crowds of megalodont sections



2. ábra. Megalodontida-metszetek tömeges előfordulása a szendehelyi Kálvária-domb stációi mellett

Fig. 2. Crowds of megalodont sections along the Calvary stations of the Kálvária-domb at Szendehely



3. ábra. Megalodontida-metszetek tömeges előfordulása a szendehelyei Kálvária-domb stációi mellett

Fig. 3. Crowds of megalodont sections along the Calvary stations of the Kálvária-domb at Szendehely

Figyelembe véve a VÉGHNÉ NEUBRANDT E.-féle nóri Megalodontida-zonációt (1975), megállapíthatjuk, hogy a szendehelyi fauna a nóri emelet magasabb szintjeihez sorolható. Ezt elsősorban a Dicerocardiumok, valamint a *Neomegalodon tofanae* és *N. hoernesii* fajok jelenléte támasztja alá. Ugyancsak erre utal a *N. complanatus segestanus* alfaj is, amelyet VÉGHNÉ NEUBRANDT E. (1968) a fajon belüli fejlettebb, későbbi alaknak tart, s ebből kifolyólag értelemszerűen a későbbi nórit jellemezheti. A többi faunaelem a felső-nóri korbesorolásnak nem mond ellent.

Egybevetve a csövéri és szendehelyi vizsgálatokat, megállapítható, hogy a Duna-balparti rögök rétegtani helyzete magasabb, mint azt néhány évvel ezelőtt tudni véltük. A triász rétegsor zöme a nóri emelethez tartozik, csupán a Nézsa környéki kisebb rögök legfelső karni korúak, mint ezt a Valkó-hegyi gazdag fauna is bizonyítja (DETRE 1970).

Megemlíthetjük még, hogy a Berkenye 4. sz. mélyfúrás 341–342 méterközben a nézsai Brachiopoda faunához hasonló Brachiopodákat tartalmazó rétegeket harántolt (DETRE 1975). Bár még kétségtelenül nem bizonyított, de valószínű, hogy a romhányi rög kis köfejtői is ezt a képződményt tárják fel. 1972-ben a Romhánytól D-re levő egyik kis feltárásból sikerült néhány rossz-megtartású, pontosan nem meghatározható Brachiopodát gyűjtenem: *?Spiriferina* sp., *Zeilleria* sp. A brachiopodás képződmények litológiai is markánsan elkülöníthetők az ún. „tipikus dachsteini” mészkőtől, amelynek előfordulásait Keszeg környékén (egyetlen *Neomegalodon complanatus* példánnyal — DETRE 1970), a Naszályon (fauna nélkül) és a szendehelyi Kálvária-dombon (az előbb bemutatott faunával) ismerjük.

A Duna-balparti triász rögökön végzett legújabb kutatások eredményei alátámasztják azokat a korábbi adatokat, miszerint a Dunántúli-középhegység ÉK-i részén a felső-triász magasabb szintjei is megtalálhatók.

Az egyes litofaciesbeni „range”-eket illetően nem tapasztalható Ny—K irányú koraibbá válás (ORAVECZ 1963), csupán fáciesváltozás. A raeti képződmények nem korlátozódnak a Déli-Bakonyra, hanem ismeretesebb a tatai Kálvária-dombon (FÜLÖP J. 1975) és a Pilis hegységben is (NAGY G. 1964, BREZSNYÁNSZKY K. 1967). A Duna-balparti rögökben nincs karni „dachsteini” mészkő, mert a Nézsa környéki mészkő még a legtágabb értelmezésű „dachsteini” mészkő fogalomba sem sorolható be, s amennyiben mindenáron analógiákat keresünk, akkor a Sándor-hegyi mészkőhöz hasonlítható. Úgy tűnik, hogy „dachsteini mészkő” néven a Dunántúli-középhegység területén elsősorban a Megalodontidákkal jellemzett nóri—raeti képződményeket indokolt jelölni. Érdemes megjegyezni, hogy a „dachsteini mészkő” egyike az alpi triász régió legpontosabban definiált képződményeinek. A „földolomit” megnevezés a Budai-hegységben és a Duna-balparti rögökben indokolatlan.

#### HIVATKOZOTT IRODALOM

- BREZSNYÁNSZKY K. 1967: A Kétágú-hegy felső-triász képződményeinek üledékföldtani és mikrotektonikai vizsgálata. — ÉLTFE szakdolgozat. Földt. Int. Adattár, kézirat. 81 p.
- DETRE Cs. 1969: A Csővár-nézsa triászrögök őslénytani vizsgálatának legújabb eredményei. — Ősl. Víták. 11. pp. 9—17.
- DETRE Cs. 1970: Őslénytani és üledékföldtani vizsgálatok a Csővár, Nézsa és Keszeg környéki triász rögökön. — Földt. Közl. 100. pp. 173—184.
- DETRE Cs. 1971: Néhány új ősmaradvány a csővári alsó-karni rétegekből. — Földt. Int. Évi Jel. 1969-ről, pp. 447—452.
- DETRE Cs. 1975: Jelentés a Berkenye B-4. mélyfúrás egyes triász magmáinak makropaleontológiai vizsgálatáról. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- FÜLÖP J. 1975: Tatai mezozoos alaphegység-rögök. — Geol. Hung. Ser. Geol. 16. 225 p.
- GRUBER B. 1975: Die Stratigraphie der alpinen Obertrias mittels Halobien. — Magyarhoni Földtani Társ. Alföldi Területi Szakoszt. és a Magyar Rétegtani Bizottság Triász Munkabiz. ankétján elhangzott előadás. 1975. okt. 27. Szeged.
- KOZUR H.—MOSTLER H. 1973: Mikrofaunistische Untersuchungen der Triasschollen im Raume Csővár, Ungarn. — Verh. Geol. B. A. Wien. Jhg. 1973. 2. pp. 291—325.
- NAGY G. 1964: A Dorogi-medence K-i peremének földtani felépítése. — Földt. Int. Évi Jel. 1962-ről, pp. 183—194.
- NOSZKY J. JUN. 1939: Az első valódi Dicerocardium sp. a magyarországi felsőtriász rétegekben. — Földt. Közl. 69. pp. 77—81.
- ORAVECZ J. 1963: A Dunántúli Középhegység felsőtriász képződményeinek rétegtani és fácieskérdései. — Földt. Közl. 93. pp. 63—73.
- VADÁSZ E. 1910: A Duna-balparti idősebb rögök őslénytani és földtani viszonyai. — Földt. Int. Évk. 18. 2. pp. 101—171.
- VÉGHNÉ NEUBRANDT E. 1964: A triász Megalodontidák rétegtani jelentősége. — Földt. Közl. 94. pp. 195—205.
- VÉGHNÉ NEUBRANDT E. 1968: A Megalodontidák fejlődésének főbb vonásai. — Földt. Közl. 98. pp. 227—240.
- VÉGHNÉ NEUBRANDT E. 1975: A magyarországi földolomit tagolásának lehetőségei. — A Magyarhoni Földtani Társ. Alföldi Szakoszt. és a Magyar Rétegtani Bizottság Triász Munkabiz. ankétján elhangzott előadás. 1975. okt. 27. Szeged.

STRATIGRAPHIC POSITION OF THE TRIASSIC BLOCKS  
ON THE LEFT SIDE OF THE DANUBE  
(N HUNGARY)

by  
CS. DETRE

The stratigraphic assignment of the Triassic blocks situated on the left riverside of the Danube, in the SW part of the Cserhát Mts in N Hungary, was considerably modified upon palaeontological evidence obtained during the 70s. Micropalaeontological data by H. KOZUR and H. MOSTLER (1973) are in favour of a Norian age for the Csóvár bituminous limestone, instead of Lower Carnian. In his turn, the author of this paper describes an Upper Norian molluscan fauna from the hill Kálvária-domb at Szendehely (Plates I—IV, Figs. 1—3).

In the light of the results of investigation around Csóvár and Szendehely, it can be stated that the stratigraphic position of the Triassic blocks is higher than presumed a few years ago (Table 1). Much of this Triassic sequence can be assigned to the Norian Stage, and even the presence of a complete Norian succession is presumable. Upper Carnian beds can only be detected in a couple of minor, mainly brachiopod-bearing limestone blocks in the vicinity of Nézsza. South of Romhány, some smaller quarries seem to be cut in the same formation.

Latest investigations done both in the zone of Triassic blocks on the left side of the Danube and in the Transdanubian Central Mountains testify to the fact that the Upper Triassic stratigraphic pattern suggested by J. ORAVECZ (1963) has become inadequate. Rhaetian beds are present not only in the southern Bakony Mts but also on the Kálvária-Hill at Tata (J. FÜLÖP 1975) and in the Pilis Mountains (G. NAGY 1964, K. BREZSNYÁNSZKY 1967). Individual lithofacial ranges getting older in a W—E direction are unlikely. No Carnian "Dachstein Limestone" is present on the left riverside of the Danube, since the brachiopodal limestone of Nézsza cannot be forced into such a stratigraphic frame even if interpreted in a widest sense.

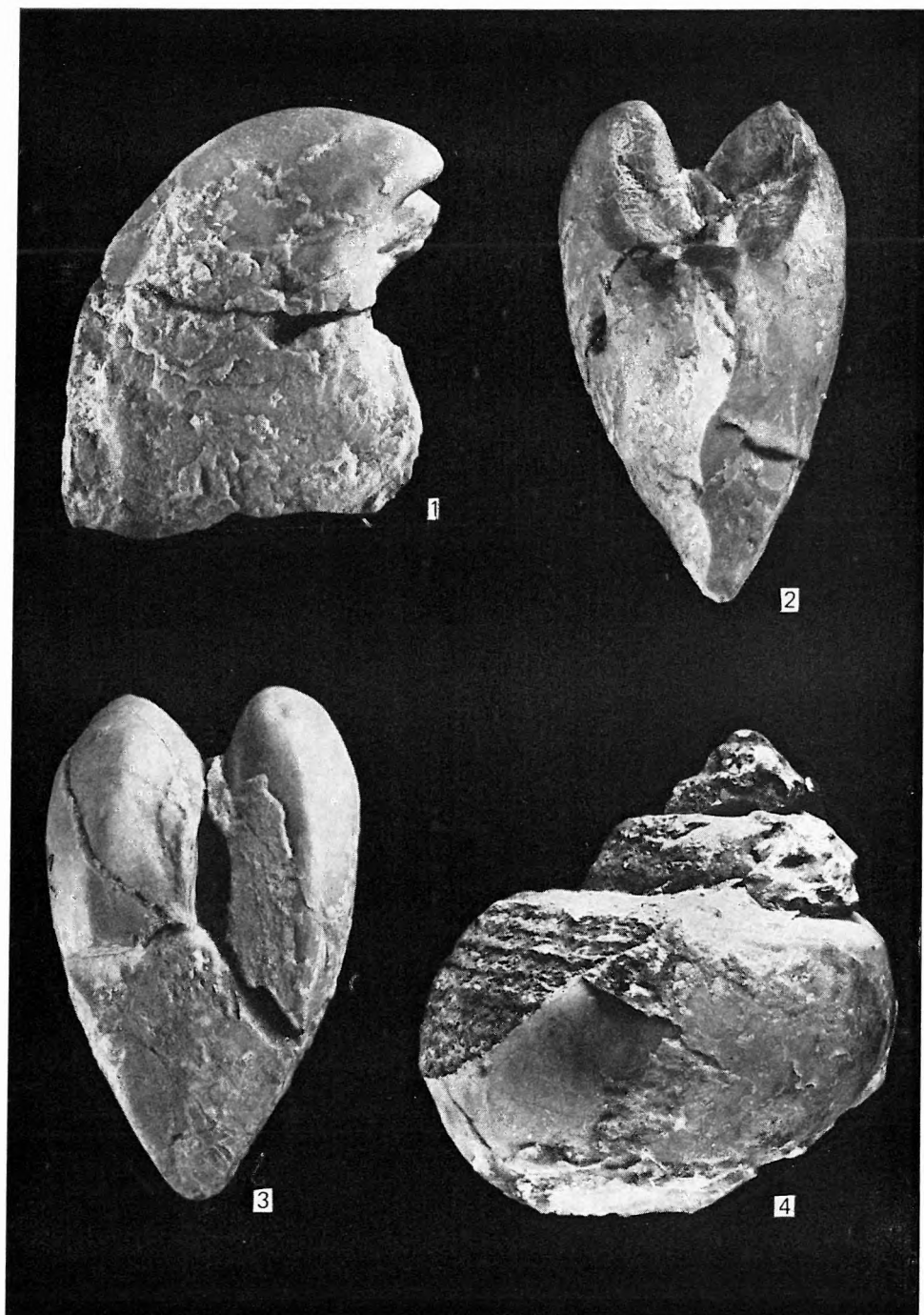
**I. tábla — Plate I**

1—3. *Neomegalodon complanatus* (GUEMBEL) 1/1

4. *Protonerita* sp. 1/1

Szendehegy, Kálvária-domb D-i oldalában levő kis kőfejtő. — The small quarry on the southern hillside of Kálvária-domb at Szendehegy

Fotó: PELLÉRDY





**II. tábla — Plate II**

*Neomegalodon complanatus* (GUEMBEL) 1/1

Szendehegy, Kálvária-domb D-i oldalában levő kis kőfejtő. — The small quarry on the southern hillside of Kálvária-domb at Szendehegy

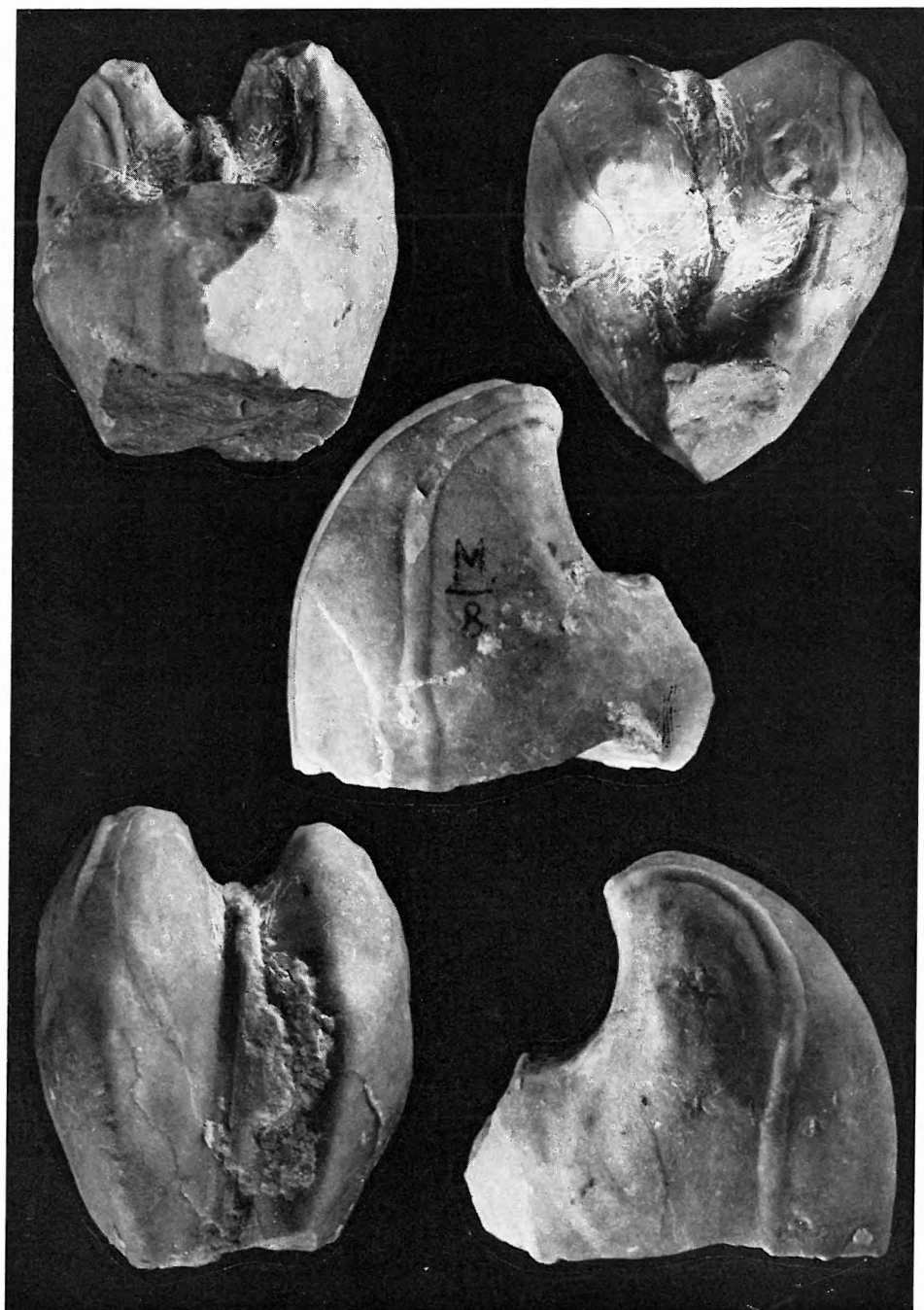
Fotó: PELLÉRDY



**III. tábla — Plate III**

*Neomegalodon complanatus segestanus* (DI STEFANO) 1/1  
Szendehely, Kálvária-domb D-i oldalában levő kis kőfejtő. — The small quarry  
on the southern hillside of Kálvária-domb at Szendehely

Fotó: PELLÉRDY

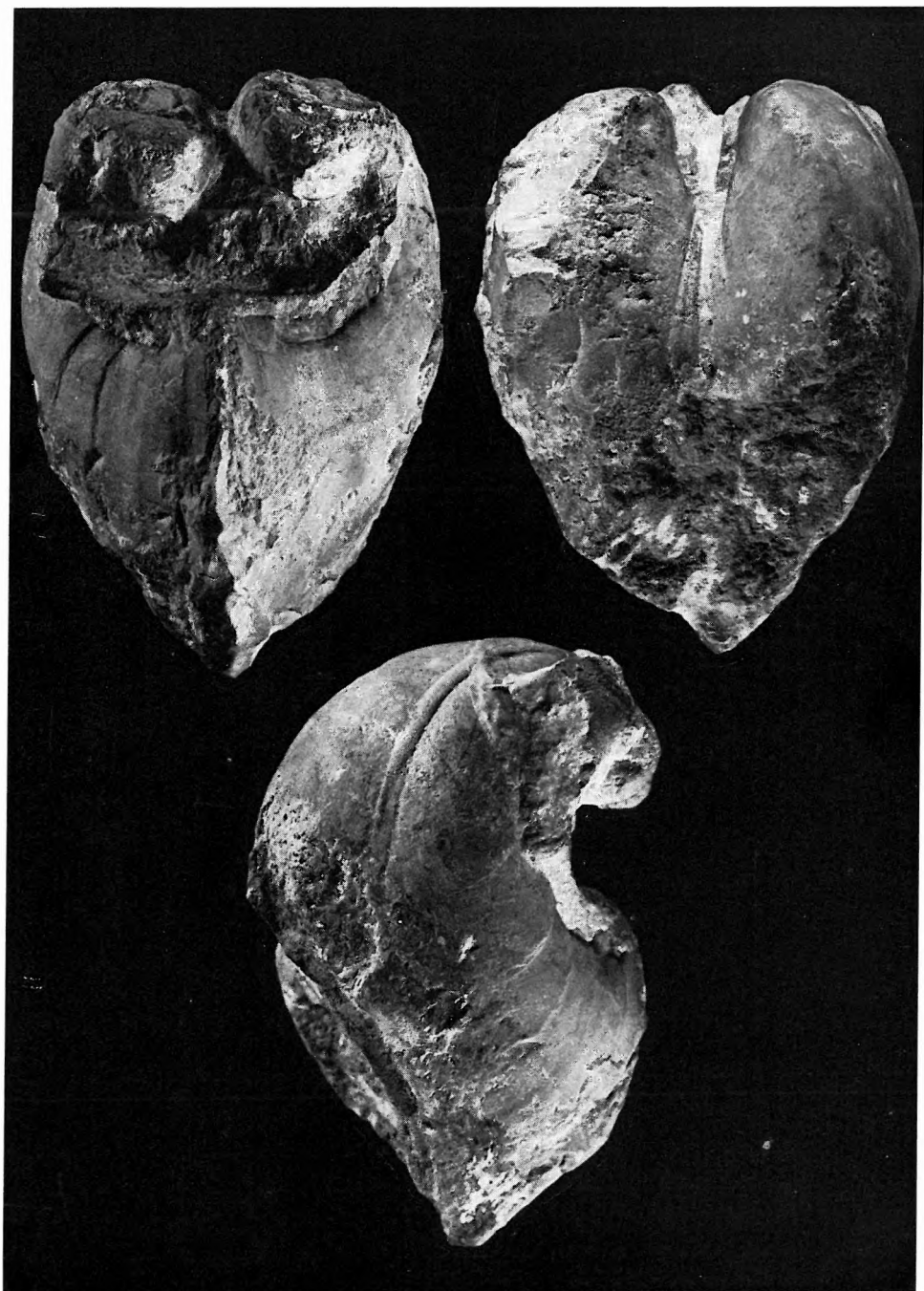


**IV. tábla — Plate IV**

*Neomegalodon tofanae* (HOERNES) 3/4

Szendehegy, Kálvária-domb D-i oldalában levő kis kőfejtő. — The small quarry on the southern hillside of Kálvária-domb at Szendehegy

Fotó: PELLÉRDY





## A FÓTI FORMÁCIÓ MAKROFAUNÁJA

HALMAI JÁNOS

A szerző a formációba sorolható lelőhelyek makrofauna-adatait gyűjtötte össze és egészítette ki saját vizsgálataival. Értékeli a formáció makrofaunáját, a képződési körülményeket összességükben és az egyes kifejlődési területek szerint. Megállapítja a Fóti Formáció összefogazódását a Hasznosi Andezit Formációval és a Tari Dácittufa Formációval és mindhárom formációnak a kárpáti emeletbe tartozását.

A Fóti Formáció fogalmát a Magyar Rétegtani Bizottság Miocén Albizottsága fogadta el 1977-ben, litoztratigráfiai jellemzését HÁMOR G. (in HÁMOR et al. 1978) készítette el. A fenti adatok valamint saját vizsgálataim alapján (HALMAI J. 1979) az alábbiak szerint jellemezhetjük a formációt.

A F ó t i F o r m á c i ó b a s o r o l j u k a III. miocén üledékciklus regressziós szakaszához tartozó, uralkodóan Bryozoákat és Balanusokat tartalmazó meszes homokból, homokkőből, aleuritből és homokos aleuritből álló sekélytengeri. „zátonyos” vagy lagúna (ritkán édesvízi, szárazföldi) kifejlődéseket, melyek az irodalomban

bryozoás-balanusos homok, homokkő;  
kisalagi (alagi) chlamysos homokkő;  
püspökhatvani – galgagutai brachiopodás rétegek;  
cserhádi regressziós homok;  
mecseki (mecsekjánosi) regressziós homok, homokkő;  
sashalmi konglomerátum;  
helvéti tarkaagyag, szenesagyag;  
litkei édesvízi mészkő néven jelentek meg (1. ábra).

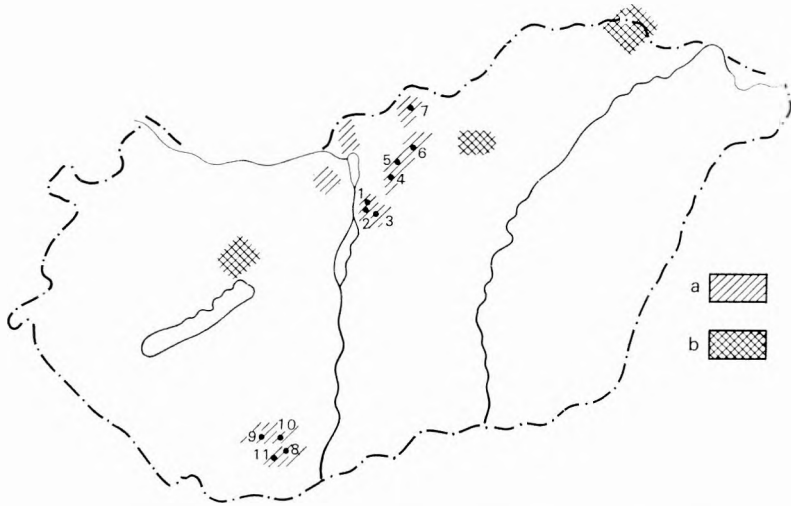
A formáció s z t r a t o t í p u s a a Fót 1. sz. fúrás, kiegészítve a fóti Somlyó-hegyi lőtéri bánya szelvényével. Fontosabb paratípus-szelvények: Mogyoród 1. sz., Rákoskeresztúr 1. sz. és a Püspökhatvan 4. sz. fúrások.

A formáció t e l e p ü l é s i h e l y z e t e :

A formáció sekélytengeri. „zátonyos”<sup>\*</sup> fáciesű rétegei legtöbbször az Egyházasgergei Homokkő Formáción (s. str. chlamysos homokkő), ritkábban

\* A formáció képződményei nem merítik ki a típusos zátonyok kritériumait, azonban a képződési körülmények, a felépítő mészvázú szervezetek mennyisége, a fáciesorban elfoglalt helyzetük alapján legjobban azokhoz hasonlítanak, ezért szerepel idézőjelben a zátony fogalom.





1. ábra. A Fóti Formáció elterjedése (a), ill. feltételezett elterjedése (b)  
 1. Csomád, 2. Fót, 3. Mogyoród, 4. Püspökhatvan, 5. Galgaguta, 6. Sámsonháza, 7. Litke,  
 8. Pusztakisfalva, 9. Mecsekjános, 10. Magyaregregy, 11. Hird—Hosszúhetény

Abb. 1. Verbreitung der Formation von Fót (a) bzw. ihre vermutete Verbreitung (b)

a Garábi Slír Formáción (helvétai slír) települnek. Nyíltabb vízi kifejlődése leggyakrabban a Garábi Slír Formáción települ azonos kőzettani kifejlődésben, de attól jól elválasztható módon (homokosodás, mésztartalom-növekedés). Fedője mindkét fáciesövben a Hasznosi Andezit Formáció (helvétai v. alsó andezit), annak hiányában a Tari Dácittufa Formáció („középső riolittufa”). Jelenlegi ismereteink szerint a Fóti Formáció fekvésképződményeivel nem, míg fedőképződményeivel vertikálisan és horizontálisan összefogazódik (2. ábra).

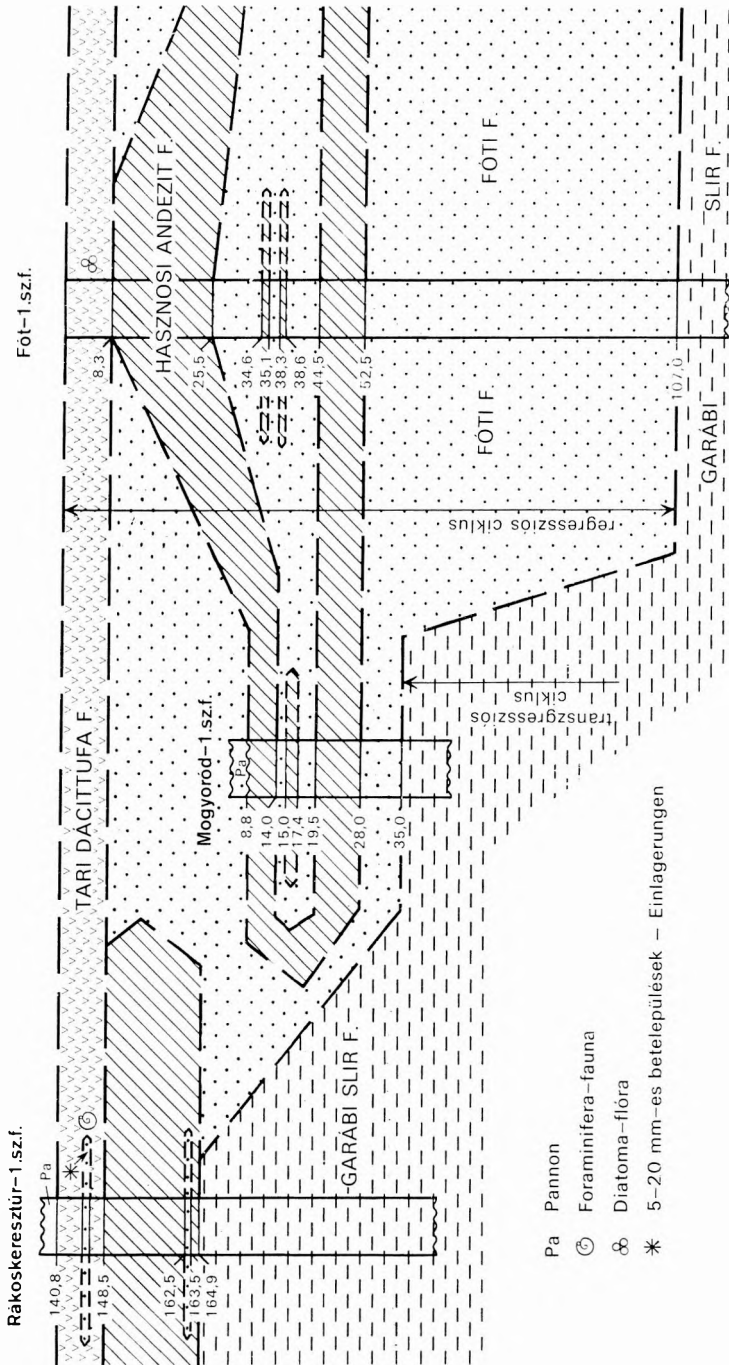
A makrofauna-vizsgálatok célja a sztratotípus- és paratípus-szelvények adatainak összegyűjtése, értékelése, a formáció makrofaunisztikai jellemzésének elkészítése volt.

A vizsgálat során nagyobb részt irodalmi, kisebb részt saját adataimra támaszkodtam. A táblázatok összeállításánál nem vettem figyelembe a bizonytalanul azonosítható feltárásokat (egyes Püspökhatvan környéki feltárások, a Börzsöny K-i pereme, Bántapuszta), bár ezek nagy részén feltételezzük a Fóti Formáció meglétét.

A táblázatokban az egyes rendszertani egységek gyakorisági, azokon belül a fajok ábécérendben találhatóak. Az irodalomból átvett genus- és fajnevek a forrásmunkában található névvel szerepelnek.

Az összeállítás elsősorban a térképező és nyersanyagkutató szakemberek számára készült. Az ábécé-sorrend a könnyebb áttekinthetőséget kívánja szolgálni, ezért tértem el az eddigi (egyébként helyes) rendszertani sorrendű összeállítási gyakorlattól.

Az eddigi vizsgálati eredmények alapján két fő területegységen tudjuk faunisztikailag jellemezni a formációt: K-i Mecsek és É-Magyarország. Ez utóbbi egységen belül három kifejlődési terület különíthető el: Csomád—Fót—Mogyoród. Püspökhatvan—Galgaguta—Sámsonháza. Etesi-árok—Litke.



2. ábra. A Tari Dácittufa Formáció, a Hasznosi Andezit Formáció és a Főti Formáció települési helyzete (Hámor G. et al. 1978 alapján, kiegészítve)

Abb. 2. Lagerungsposition der Dazituff-Formation von Tar, der Andesit-Formation von Hasznos und der Formation von Fót (nach G. HÁMOR et al. 1978, mit Ergänzung)

Az egyes kifejlődési területek vizsgálata kimutatta, hogy a formáció makrofauna-együttese elválasztható a mélyfekü (parti területeken közvetlen fekü) Egyházasgergei Homokkő Formációtól és a közvetlen fekü Garábi Slír Formációtól, ha megfelelő mennyiségű vizsgálati anyag áll rendelkezésre (mindhárom formációból) az összehasonlító értékeléshez.

A formáció makrofauna-együttesét statisztikusan értékelve megállapítható, hogy abban a Lamellibranchiatak 50–60%-, Gastropodák 10–21%-, Brachiopodák 4–6%-, Echinozoák 1–13%-, Bryozoák 1–10%-, Balanusok 1–4%-, halfogak 0–3%-, míg az egyéb rendszertani egységek 1–3%-ban vannak jelen. A Lamellibranchiatakon belül a Pectinidae alakkör mennyisége 23–75%. Az Egyházasgergei Homokkő Formációban a Lamellibranchiatak mennyisége 82%, a Gastropodáké 12%. A Garábi Slír Formációban ugyanezen alakkörök mennyisége 55–65% ill. 26–35%.

A statisztikus adatokból is kitűnik, hogy a Fóti Formáció képződése idején a megelőzőkhöz viszonyítva jelentős változás történt az életkörülményekben, és ennek megfelelően a makrofauna összetételében is. Jellemző, hogy — elsősorban a Gastropoda fauna rovására — nő a Brachiopodák, Echinozoák, Bryozoák és a Balanusok szerepe. A Lamellibranchiatakon belül nagyon lényeges a Pectinidae alakkör. Fajszáma a mélyfekühöz (s. str. chlamysos rétegekhez) viszonyítva kétszeresére (!), a közvetlen fekihöz viszonyítva hét-tízszerezésre növekszik. Ez az adat is mutatja, hogy kizárólag a Fóti Formációt feltáró lelőhelyekről gyűjtött makrofauna-együttes és annak felületés vizsgálata alapján a formációt nem lehet elkülöníteni a fekü formációktól a makrofauna hasonlósága miatt.

A fajsámváltozáshoz hasonló eltérés figyelhető meg a makrofauna méretében is. A formáció alsó rétegeiben — a fekihöz viszonyítva — a nagyméretű Pectinidae- és Echinolampas-félék fajszáma 1–2-ről 10–12-re növekszik. A formáció felső rétegeiben (a Mecsek hegységben a formáció alsó rétegeiben is), melyek többnyire lagunafaciesűek, a makrofauna csökevényesedése, törpefaunává válása figyelhető meg. Ahol a formáció a Garábi Slír Formáción települ, ez a méretcsökkenés még szembetűnőbb.

Változás történt az élettájékok megoszlásában is. Túlnyomó a parti, partközeli és „zátonyos” kifejlődések szerepe, a nyíltvízi, lagúna és édesvízi kifejlődések mennyisége egy nagyságrenddel kevesebb. Ezt az üledékciklus menete magyarázza. A regresszió megindulásakor a parti területeken megszűnnek a nagyméretű törmelékbeáramlások, a part és a fokozatosan sekélyebb vizűvé váló nyíltvízi területek között egy viszonylag nyugodt, oxigénben gazdag, meleg — szubtrópusi, mediterrán régiónak megfelelő — vízű tenger alakult ki. Ilyen körülmények között nyílt lehetőség nagymennyiségű mészkiválására, a hullámverés által összetört fauna cementálódására, „zátonyok” kialakulására, esetenként a sótartalom növekedésével (bepárlódás) hiperszalinitás kialakulására (dolomitrétegek). E területeken alakultak ki az üledékképződés és a fauna—flóra létének legoptimálisabb környezeti feltételei. Ezt bizonyítja, hogy ezeken a területeken a regressziós rétegsor vastagsága meghaladja a transzgressziós rétegsorét (Fót, Püspökhatvan). Normál vízhőmérséklet és aljzatmorfológia esetén nem képzelhető el a Bryozoák és Balanusok ilyen tömegű (kőzetalkotó) felszaporodása. A formáció legfelső rétegeinek édesvízi voltát a Fót I. sz. fúrásban a dáccittufa tufitosabb szakaszaiból kimutatott *Diatoma* flóra és Litke környékén az édesvízi mészkőből megismert makrofauna bizonyítja.

Az egyes kifejlődési területek makrofauna-együttesét az alábbiak szerint jellemezhetjük:

1. *Csomád—Fót—Moqyoród* (1. táblázat):

A kifejlődési területen három fáciest ismertünk meg: *a*) partszegélyi-abráziósparti (bázisrétegek), *b*) „zátony” (típusos bryozoás rétegek), *c*) nyíltvízi.

*a*) A partszegélyi fáciesre jellemző a *Pecten* (*Anomia*, *Hinnites*, *Chlamys*, *Pecten*) és *Ostrea* alakok nagy egyed- és fajszáma. Általában a bázisrétegek felső szintjében fordulnak elő a nagyméretű *Chlamys*ok és *Pecten*ek: *Chlamys camaratensis*, *C. calaritata*, *Pecten fótensis*, *P. pseudobeudanti*, *P. revolutus*. Kísérő alakok: *Anomia*, *Hinnites*, *Brachiopoda*, *Cidaris* (néha tömegesen). A *Pecten fótensis* jelenléte bizonyítja, hogy locus typicusán egyértelműen a III. miocén üledékciklus regressziós szakaszában fordul elő, holott eddig az ottngangien emelet egyik vezérkövületének tartották.

*b*) A típusos bryozoás rétegeknek csak a durvább, kavicsosabb részei tartalmaznak makrofaunát. A bázisrétegekhez viszonyítva nagyságrenddel kevesebb a *Pectinida* alak, megjelenik az *Arca*, *Tellina*, *Calyptraea*, *Conus*, *Fissurella*, *Trochus*, nagyméretű *Echinolampas*, *Bryozoa* (sok faj, tömeges egyedszám), *Balanus* fajokkal jellemezhető fauna-együttes. A kagylók és csigák esetében a kőbelek száma uralkodik.

*c*) A nyíltvízi fáciest *Tellina*, *Conus*, *Amussium*, *Brachiopoda* jellemzi. Az itt előforduló alakok a bryozoás rétegektől eltérően héjas példányok, kisebb ternetűek.

2. *Püspökhatvan—Galgaguta—Sámsonháza* (2. táblázat):

A kifejlődési területre általánosan jellemző az előbbi kifejlődéstől eltérően nyíltabb, mélyebb vízi fáciest bizonyító makrofauna-együttes.

3. *Etesi-árok—Lilke* (2. táblázat):

E területre is a pelitesebb, nyíltabb vízi fácies jellemző. Makrofauna segítségével kizárólag itt bizonyítható a formáció teljes kiédesedése, melyet a „litkei édesvízi mészkö”-ben előforduló *Planorbis cornu mantelli* DUNK. és a *Lymnea pachygaster nógrádensis* Cs. MEZN. (in BARTKÓ L. 1961—62) maradványok igazolnak.

4. *Mecsek hegység* (3. táblázat):

A formációba tartozó rétegek regressziós jellegét közettani, őslénytani, ősföldrajzi és fáciészvizsgálatok segítségével HÁMOR G. (1970) mutatta ki a K-i Mecsek területén. A formáció makrofauna-együttesét új gyűjtések hiányában leírása alapján tudjuk jellemezni.

Az elkülönített nyíltvízi-, „zátony”-, lagúna-, partközeli-, partszegélyi- és folyóvízi (delta-) fáciések közül jól csak a nyíltvízi jellemezhető.

A „zátony”-övben (Határtetői-árok, Rogyincsa-árok, Mánfai-völgy, mánfai temető) megismert congeriás, kavicsos mészköből csak *Congeriu* sp. maradványokat ismerünk.

A partszegélyi—partközeli övre a *Pectinidae* alakok dominanciája jellemző, gyér faj- és egyedszámmal. E fáciesöv típusa a mecsekjános homokbánya. A közvetlen felette ritka *Pecten fuchsii styriacus* példányszáma megnövekszik. Az *Amussium cristatum* alakok egyedeinek átlagos nagysága csökken, a teknők erősen kopottak. A bánya felső rétegeiben inlet. törpe-Molluscák találhatóak.

A nyíltvízi övre a *Mollusca* fauna viszonylagos gazdagsága jellemző. A vékony- és vastaghéjú formák keverten találhatóak. A fauna 66%-a *Lamellibranchiata*, 26%-a *Gastropoda*, 8%-a egyéb rendszertani egységbe tartozik. Uralkodó alak az *Amussium cristatum badense* (19,2%); jellemző alakok: *Corbula gibba* (7,2%), *Venus multilamella* (5,6%), *Arca* sp. (5,6%), *Turritella turris badensis* (6,4%). Kizárólag itt fordul elő: *Tellina pulchella*, *Solenocurtus antiquatus vindobonensis*, *Psammobia ellipsoidalis*, *Aturia aturi*.

A formációra e kifejlődési területen általánosan jellemző az *Amussium*-félék mennyiségének a fekihöz viszonyítva 100%-ról 92,3%-ra való csökkenése, megjelennek a *Chlamys*-félék (5,7%) és a *Pecten fuchsii styriacus* (2,0%). Hasonló jelenség tapasztalható a *Tellina*-félék

esetében is. A *Macoma elliptica* alakkör szerepe ismét megnő (73,7%). A fekihöz viszonyítva nő a *Turritella*-félék szerepe is. A formáció rétegeiben talált Amussiumok 54%-a koptatott alak, melyek mennyisége ötször nagyobb a fekvő nyílttengeri rétegekhez viszonyítva. A teknők lekopott részeinek figyelembevételével számított átlagnagyság — jelentősen — 14,5 mm-re csökken. A nyugodt nyílttengeri környezethez viszonyítva valamivel erősebb vízmozgást jelez a hasi teknők kétszeres mennyisége és a kettős teknők teljes hiánya.

Összefoglalva megállapítható, hogy a Fóti Formáció a fekü formációkat fel nem táró lelőhelyekről gyűjtött makrofauna-együttes alapján — a típusos bryozoás kifejlődés kivételével — nem különíthető el. Kizárólag a formációra jellemző fajokat nem tartalmaz. A formációt és annak regressziós jellegét csak litosztratigráfiai vizsgálattal és több ősmaradványcsoport (makro-, mikrofauna, mikroflóra) együttes, a fekü formációkhoz viszonyított statisztikus és lehetőség szerint a teljes III. miocén üledékciklusra kiterjedő vizsgálatával lehet kimutatni.

A Fóti Formáció kora a makrofauna-vizsgálatok alapján:

A táblázatokból kitűnik, hogy a makrofauna-együttes nem tartalmaz kizárólagos szintjelző alakokat. Kronosztratigráfiai következtetést csak a fauna-összképből tudunk levonni. E szerint a formáció makrofauna-együttese összképben eltér az idősebb eggenburgien és a fiatalabb bádenien rétegektől. Legnagyobb hasonlóságot az ottngangien emelet faunaasszociációjával mutat. Az ottngangien kor kizárására bizonyítékunk a 2. ábra, mely igazolja, hogy a Fóti Formáció a Garábi Slír Formáción (és az Egyházasgergei Homokkő Formáción) települ. Ezek a fekü formációk igazoltan az ottngangien képződményeken települnek (HÁMOR G. et al. 1978).

Így tehát kizárásos alapon a Fóti Formáció kora kárpátien. A formáció kárpátien korát a makrofaunánál meggyőzőbb módon igazolták a Foraminifera- és Diatoma-vizsgálatok (KORCZNÉ LAKY I. in HÁMOR et al. 1978, HAJÓS M. in HÁMOR et al. 1979).

A Fóti Formáció tisztázott kronosztratigráfiai helyzete — kiegészítő üledékföldtani és K-Ar vizsgálatokkal — lehetővé tette, hogy bizonyítsuk az eddig sokat vitatott helyzetű Tari Dácittufa Formáció („középső riolitufa”, NOSZKY J. 1927) kárpátien emeletbe tartozását.

1. Bizonyítható, hogy a Tari Dácittufa Formáció összefogazódik a Fóti Formációval (Rákoskeresztúr 1. sz. fúrásban slír fáciesű üledékek, Mogyoródnál és Püspökhatvannál édesvízi mészkő rétegek települnek a dácittufába), tehát a két formáció egy üledékciklusba tartozik (2. ábra).

2. A Fót 1. sz. fúrással feltárt dácittufa rétegek tufitósabb szakaszaiból a kárpátien emelet felső részére jellemző édesvízi—csökkentsósvízi Diatoma flórát lehetett meghatározni (HAJÓS M. in HÁMOR et al. 1979).

3. A Fót—Mogyoród közötti felszíni feltárásokban (Somlyó-hegy) látható módon a Hasznosi Andezit Formáció képződményei fokozatosan mennek át a Tari Dácittufa Formációba, ami a horzsakövek mennyiségének gyors megnövekedésével kezdődik és fokozatos átmenet után az első típusos dácittufaréteg megjelenésével ér véget. Hasonló átmenet figyelhető meg a Rákoskeresztúr 1. sz. fúrásban is. Itt az andezittufa-rétegek makroszkópos jellegeikben egyértelműen a Hasznosi Andezit Formációval egyeznek meg, ugyanakkor kémiai összetételük dácitos jellegű tükröz ( $\text{SiO}_2$ : 61—66%). Ebben valószínűleg a már nagyobb mennyiségben megjelenő horzsakövek játszanak szerepet (HALMAI J. 1979).













## A Főti Formáció makrofaunája (Cserhát)

	Püspökhatvan: kőbánya a falutól D-re kivertető országút mellett a préslemezaknál — andezithomok, shires túfít (BALDI T. — ZONG K. 1971)	Püspökhatvan: kőbánya a falutól D-re, a Hegyes-hegy fölött J-ra — andezit fektű slir (BALDI T. — ZONG K. 1971)	Püspökhatvan: Takács-hegy mélyút bevégása — brachiopodás, túfás márga (BALDI T. — ZONG K. 1971)	Litke—17. sz. fúrás (JOHANNÉ HAYAS M. 1976)	Galgazutak: felszíni feltárás (BOHNE HAYAS M.)	Sámszőlőháza—15. sz. fúrás (JOHANNÉ HAYAS M.)
	1.	2.	3.	4.	5.	6.
<b>Lamellibranchiata :</b>						
<i>Amussium cristatum badense</i> FONT.						
<i>Anadara diluvii</i> LAM.	+	+			+	
<i>A. turoniensis</i> (DUB.)					+	
<i>Anomia</i> cf. <i>gregaria costuta</i> SACCO					+	
<i>Capsa lacunosa</i> CHEMN.	+					
<i>Cardium</i> sp.				+	+	+
<i>C. edule</i> L.	+					
<i>Chlamys</i> sp.	+			+		
<i>C. incomparabilis</i> RISSO			+			
<i>C. multistriata</i> POLI	+		+			
<i>Congeria basteroti</i> DESH.				+		
<i>Corbula</i> sp.					+	
<i>C. gibba</i> OLIVI	+					
<i>Grateloupia</i> sp.	+					
<i>Hinnites</i> sp.			+			
<i>H. ercolaniana taurocostata</i> SACCO			+			
<i>Lucina</i> sp.				+		
<i>Lucinoma borealis</i> L.						+
<i>Lutraria</i> sp.	+					
<i>Macoma elliptica</i> BR.	+	+				
<i>M. elliptica otnangensis</i> HOERN.					+	
<i>Maetra basteroti</i> MAY.	+					
<i>Megaxinus incrassatus</i> (DUB.)					+	
<i>Nucula</i> sp.				+	+	
<i>N. nucleus</i> (L.)					+	
<i>Nuculana fragilis</i> CHEMN.					+	
<i>N. cf. subfragilis</i> (HOERN.)					+	
<i>Ostrea</i> sp.						+
<i>Panopea</i> sp.		+				
<i>Paphia vetula</i> BAST.	+					
<i>Pecten fuchsi styriacus</i> HILB.			+			
<i>Pitar italica</i> DEFR.				+		
<i>Spissula subtruncata</i> REN.					+	
<i>Taras trigonulus</i> (BRONN.)					+	
<i>Tellina</i> sp.					+	

2. táblázat folyt.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.
<i>T. compressa</i> BR.					+	
<i>Venus</i> sp.						+
<i>V. basteroti</i> DESH.	+				+	
<i>V. multilamella</i> LAM.	+				+	
<i>Zozia antiqua</i> PULTN.	+					
<b>Gastropoda :</b>						
<i>Beguinia</i> sp.				+		
<i>Calliostoma</i> sp.	+					
<i>Conus dujardini</i> PHIL.					+	
<i>Ficus</i> cf. <i>cingulatus</i> HOERN.	+					
<i>F. geometra</i> BORSON	+					
<i>Fusus</i> sp.	+					
<i>Hinia</i> sp.	+					
<i>H. hoernesii</i> (MAY.)					+	
<i>H. limata</i> (CHEMN.)					+	
<i>Mitraefusus ottnangensis</i> (HOERN.)					+	
<i>Mitrella fallax</i> (HOERN. — AUING.)					+	
<i>Natica millepunctata</i> (LAM.)					+	
<i>Polinices</i> sp.	+					
<i>Ringicula auriculata aucimnea</i> BR.					+	
<b>Brachiopoda :</b>						
<i>Gryphus miocenicus</i> MICH.			+			
<i>Mühlfeldtia oblita</i> MICH.			+			
<i>Terebratulida hoernesii</i> SUESS			+			
<i>T. macrescens</i> DREGER			+			
<b>Anthozoa :</b>						
<i>Caryophyllia</i> cf. <i>degenerans</i> REUSS					+	
<i>Ceratotrochus</i> sp.					+	
<i>Flabellum</i> sp.					+	
<b>Echinozoa :</b>						
<i>Brissopsis ottnangensis</i> HOERN.						+
<b>Crustacea :</b>						
<i>Balanus concavus</i> BRONN.			+			
<b>Bryozoa :</b>						
<i>Bryozoa</i> sp.			+		+	
Hydrozoa vagy korall-telep			+			
<b>Pisces :</b>						
indet. cápa fog			+			

## A Fóti Formáció makrofaunája (Mecsek)

	Pusztafalu DK	Mesekútjános-i homokbánya	Magyaruzregy, beinykői árok (sűrű felső része)	Hirtl-Hosszúhegyi vasúti bevágás (sűrű felső része)
	HÁMOR G. 1970			
	1.	2.	3.	4.
<b>Lamellibranchiata :</b>				
<i>Amussium cristatum badense</i> FONT.		+	+	+
<i>Arca</i> sp.		+		
<i>A. diluvii</i> LAM.			+	+
<i>A. diluvii subantiquata</i> D'ORB.				+
<i>A. turoniensis</i> DUJ.				+
<i>Cardium</i> cfr. <i>planatum</i> REN.			+	
<i>Chlamys</i> sp.		+		
<i>C. macrotis</i> SOW.			+	
<i>Codokia haidingeri</i> HOERN.			+	+
<i>Corbula</i> sp.		+		
<i>C. gibba</i> OLIVI			+	
<i>Ervilia pusilla</i> PHIL.				+
<i>Laevicardium fragile</i> BROCCHI			+	
<i>Macoma elliptica antisa</i> DE GREG.			+	
<i>M. elliptica otnangensis</i> R. HOERN.				+
<i>Paphia vindobonensis</i> MAY.				+
<i>Pecten fuchsi styriacus</i> HILB.		+	+	
<i>Pitaria islandicoides</i> LAM.			+	+
<i>Psammobia ellipsoidalis</i> COSSM. — PEYR.			+	+
<i>Solenocurtus antiquatus vindobonensis</i> MEZN.				+
<i>Syndesmia</i> cfr. <i>alba</i> WOOD			+	
<i>Tellina pulchella</i> LAM.			+	
<i>Thracia</i> cfr. <i>bellardii</i> PICT.			+	
<i>Thracia convexa</i> WOOD			+	
<i>Venus multilamella</i> LAM.			+	+
<b>Gastropoda :</b>				
<i>Ancilla glandiformis conoidea</i> DESH.				+
<i>Cassidaria</i> sp.				+
<i>Chenopus alatus</i> EICHW.				+
<i>Conus dujardini</i> DESH.			+	
<i>C. puschi</i> MICH.			+	
<i>Dendroconus steindachneri</i> HOERN. — AUING.			+	
<i>Fusus</i> sp.			+	
<i>F. vindobonensis</i> HOERN. — AUING.			+	
<i>Nassa</i> sp.				+
<i>N. rosthorni</i> PARTSCH			+	
<i>Natica millepunctata</i> LAM.			+	
<i>Nisso terebellum</i> CHEMN.			+	+
<i>Protoma protoquadruplicata</i> BAST.			+	
<i>Pyrula geometra</i> BORS.				+
<i>Terebra exbistriata</i> SACCO			+	
<i>Trivia europaea</i> MONT.				+
<i>Turritella cathedralis paucicincta</i> SACCO				+
<i>T. tethys erronea</i> COSSM.			+	+

3. táblázat folyt.

	1.	2.	3.	4.
<i>T. turris</i> BAST.				+
<i>T. turris badensis</i> SACCO			+	+
<i>Xenophora deshayesi</i> MICHT.				+
Cephalopoda:				
<i>Aturia aturi</i> BAST.				+
Crustacea:				
<i>Balanus</i> sp.	+			+
Spongia maradványok	+			+
Hydrozoa maradványok		+		
Anthozoa maradványok			+	+
Vermes maradványok			+	
Pisces maradványok			+	+

4. A fót—fótújfalui tufabányából (a bánya peremén mélyült a Fót 1. sz. fúrás) származó mintán K-Ar méréseket végeztettünk (ATOMKI, Debrecen), melynél az 1—3. pontokban foglalt adatok szerint biztosítva volt a mérések megbízható földtani alapja. A radiometrikus mérések átlaga  $16,1 \pm 1,33$  millió év volt, ami jól egyezik a formáció más előfordulásainak mérési eredményével.

A Tari Dácittufa Formáció bizonyítható kronosztratigráfiai helyzete lehetővé teszi (az 1—4. pontok alapján), hogy a kőzettanilag nehezen azonosítható, nagy vastagságú tufaösszletek radiometrikus vizsgálatával meghatározzuk felépítésükben a kárpáti emeletbe tartozó képződmények vastagságát. A tufaösszletek korbesorolásával pontosabb képet alkothatunk a miocén ősföldrajzról, fejlődéstörténetéről és szerkezetalakulásról.

## IRODALOM

- BARTKÓ L. 1961—62: A nógrádi barnakőszénterület földtani vizsgálata. — Kandidátusi értekezés, kézirat.
- BÁLDI T.—HORVÁTH M.—ZONG K. 1971: A Cserhát hegység rétegtani vizsgálata. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- CSEPREGHYNE MEZNERICS I. 1960: Pectinidés du Neogène de la Hongrie et leur importance stratigraphique. — Mém. Soc. Géol. France N. Ser. 39. Mém. 92. pp. 1—56.
- HALMAI J. 1972: A Fót és Csomád közötti terület harmadilőszaki képződményeinek újratérképezése és rétegtani vizsgálata. — Szakdolgozat, ELTE.
- HALMAI J. 1979: A Csomád—Fót—Mogyoród—Cinkota közötti terület miocén képződményeinek rétegtani vizsgálata. — Doktori ért., kézirat.
- HÁMOR G. 1970: A kelet-mecseki miocén. — Földt. Int. Évk. 53. 1. 371. p.
- HÁMOR G. 1977: A magyarországi miocén litosztratigráfiai egységei. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- HÁMOR G. et al. 1978: Magyarországi miocén formációk leírása. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- HÁMOR G. et al. 1979: Magyarországi miocén formációk leírása. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- HOJNOS R. 1922: A mogyoródi Csikvölgy hydrogeológiai viszonyai. — Hidr. Közl. 2. pp. 92—95.

- HORUSITZKY F. 1933: Előzetes jelentés a pesti dombvidék északi részének sztratigráfiai viszonyairól. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- HORUSITZKY F. 1934: Megjegyzések a Budapest környéki burdigalien kérdéséhez. — Földt. Közl. 64. pp. 321—334.
- HORUSITZKY F. 1935: Jelentés a pestkörnyéki Duna-balparti dombvidék déli részének sztratigráfiai viszonyairól. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- KOLOSVÁRI G. 1950: Négy új balanida a magyar harmadidőszakból. — Földt. Közl. 80. pp. 271—276.
- NOSZKY J. 1927: A Mátra hegység geomorphológiai viszonyai. — 148 p. Karcag
- ROZLOZSNIK P. 1939: A Csomád, Fót és Váchartyán környékének földtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1933—35-ről, II. pp. 851—878.
- STRAUSZ L. 1925: Újabb adatok Fót alsó mediterrán faunájához. — Földt. Közl. 55. pp. 212—217.
- VADÁSZ E. 1914: Magyarország mediterrán tuskésbőrűi. — Geol. Hung. 1. pp. 68—227.
- VOGL V. 1907: Adatok a fóti alsómediterrán ismeretéhez. — Földt. Közl. 37. pp. 243—246.
- WEKERLE I. 1932: Csomád és környékének oligocén- és miocén korú üledékei. — Doktori ért., kézirat.
- ZONG K. 1971: Püspökhatvan környékének rétegtani viszonyai. — Szakdolgozat, ELTE.

## DIE MAKROFAUNA DER FORMATION VON FÓT

VON

J. HALMAI

Der Begriff der Formation von Fót wurde durch die Miozän-Subkommission der Ungarischen Stratigraphischen Kommission angenommen, seine lithostratigraphische Charakterisierung durch G. HÁMOR (1978) verfasst.

Zur Formation von Fót werden die zur Regressionsphase des III. miozänen Sedimentationszyklus (Karpatrien) gehörenden sedimentären (marine, lagunäre, Süßwasser-, terrestrische Fazies) Ablagerungen gerechnet. Nach dem gegenwärtigen Stand unserer Kenntnisse ist die Formation mit ihrem Liegenden (Transgressionszyklus: Sandstein-Formation von Egyházasgerge—Chlamys-Sandstein—Schlier-Formation von Garáb—helvetischer Schlier) nicht verzahnt, mit den Hangendbildungen (Andesit-Formation von Hasznos—helvetischer Andesit: Dazituff-Formation von Tar—, „mittlerer Rhyolithuff“, wobei für den letzteren am Locus typicus der Formation von Fót ein Alter von  $16.1 \pm 1.33$  Millionen Jahre bestimmt wurde) ist sie jedoch sowohl vertikal, als auch horizontal verzahnt. Die Verzahnung der Formationen ist in Abb. 2 veranschaulicht.

Verfasser hat die Makrofaunen-Angaben der beweisbar zur Formation zu rechnenden Fundorte zusammengesammelt und mit den Ergebnissen seiner eigenen Untersuchungen ergänzt (Tabellen 1—3). In den Tabellen sind die einzelnen Fossilgruppen nicht in systematischer, sondern in Häufigkeitsreihenfolge, in alphabetischer Ordnung zu finden. Die von der Literatur übernommenen Gattungs- und Artnamen figurieren unter den Namen, wie sie in den betreffenden Literaturquellen beschrieben sind.

Im Laufe der Bewertung liess sich feststellen, dass die Formation von Fót aufgrund der Makrofaunen-Gesellschaft von Fundorten mit nicht aufgeschlossenem Liegenden nicht abge sondert werden konnte. Eine Ausnahme davon

stellt die Bryozoen-Fazies der Formation dar. Keine ausschliesslich für die Formation charakteristischen Formen konnten nachgewiesen werden. Die Formation und deren Regressions-Charakter liessen sich nur durch lithostratigraphische Untersuchung, durch die gemeinsame und möglichst den ganzen III. miozänen Sedimentationszyklus umfassende statistische Analyse von mehreren Fossilgruppen (Makro- und Mikrofauna, Mikroflora) mit Bezug auf die liegenden Formationen nachweisen.

Da die Makrofaunen-Gesellschaft der Formation von Fót keine Leitfossilien beinhaltet, lassen sich chronostratigraphische Schlussfolgerungen nur aus dem Gesamtbild der Fauna ziehen. Dementsprechend weicht die Makrofaunen-Gesellschaft in ihrem Gesamtbild von jener der älteren Eggenburgien- und der jüngeren Badenien-Schichten ab. Die grösste Ähnlichkeit weist sie zur Faunen-Assoziation des Ottnangiens auf. Unser Beweis für das Ausschliessen eines Ottnangien-Alters ist Abb. 2, die bestätigt, dass die Formation von Fót auf den Formationen von Garáb und Egyházasgerge lagert. Dass diese liegenden Formationen auf den Ottnangien-Bildungen lagern, ist eine bewiesene Tatsache (G. HÁMOR et al. 1978).

Somit aufgrund der Makrofauna, kann das Alter der Formation von Fót nur Karpatien sein. Das Karpatien-Alter der Formation haben — mehr überzeugend als die Makrofauna — die Foraminiferen- und Diatomen-Untersuchungen (I. KORECZ-LAKY in G. HÁMOR et al. 1978, M. HAJÓS in HÁMOR et al. 1979) bewiesen.





## ALGINITINDIKÁCIÓ A SZARVASKŐI MIOCÉN BARNAKŐSZÉN-TELEPES RÉTEGSORBAN

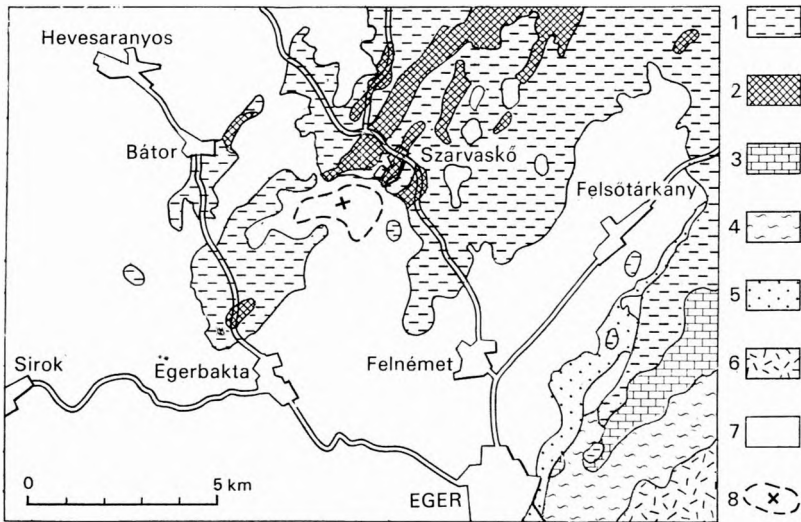
RADÓCZ GYULA

Az egercsehi—őzdi miocén barnakőszén-medence szarvaskői bányájában 1970-ben az akkor még művelés alatt állott középső barnakőszén-telep közvetlen fedőjében KÖVI J. főgeológus és e dolgozat szerzője, 0,3—0,5 m vastag világos zöldklesszürke, finoman leveles elválású kausztolitréteget figyelt meg. A rétegből vett kőzetminta 1979. évi anyagvizsgálata (geokémia: FÖLDEVÁRI M., palinológia: GÓCZÁN F.) a kőzetet alginitnek (olajpalának) minősítette. A szarvaskői alginit a Bükk hegység DNy-i peremvidékén mezozóos alaphegységtagok által közrefogott, néhány km<sup>2</sup> nagyságú zárt lagúnában keletkezett.

A vizsgált alginites mintaanyag a Ny-borsodi (Egercsehi-Őzdi) barnakőszén-medence szarvaskői bányájából (1. ábra), a művelés alatt állott középső (II.) barnakőszén-telep közvetlen fedő rétegsorából (2. ábra) származik. E sajátos kőzetféléseget teljes szelvényben 1970-ben gyűjtöttük be KÖVI J.-sal, a szénbányák egykori főgeológusával, azonban már korábban is feltűnő volt a szarvaskői bányában ez a 0,3—0,5 m vastag, világos- és zöldesbarna, zöldesszürke, rendkívül vékonyleveles elválású (szalagos), kis térfogatsúlyú agyag és aleurit (3. ábra), amelynek egyes papírvékonyosságú réteglemezeit gyufával lángra gyújthattuk. Réteglapjain gyakran figyelhettünk meg 1 mm körüli átmérőjű, összelapított, esetenként kissé ovális lenyomatú, áttetszően vékonyvázú fosszíliaikat. Elvértve 4 mm hosszú, Hydrobiára emlékeztető csigaházak is mutatkoztak, ugyancsak rendkívül rossz megtartási állapotban.

Ez, a gyufával lángra gyújtható, sajátos megjelenésű szarvaskői kőzetfélése gazdaságilag nem jelentős, de mint a szén rétegektől elkülönülő, éghető új indikáció, külön is említést érdemel a heves-borsodi miocénból.

A tervezett vizsgálatok elvégzése objektív akadályok miatt késett (a vizsgálatra szánt anyag megsemmisült, majd bezárt a nevezett bánya is). A vizsgálatok elvégzésének indokoltsága azonban újra felvetődött, amikor a Dunántúlon a Pula 1. sz. fúrásban gazdaságilag jelentős vastagságban fedezték fel a magyarországi alginitet (olajpalát) és ugyancsak a Dunántúlon további fontos előfordulásokat találtak (JÁMBOR Á. 1975, JÁMBOR Á.—SOLTI G. 1976). Ettől kezdve a vonatkozó szarvaskői rétegeket is alginitféléseggnek tekintettük, de a bizonyító vizsgálatokra csak 1979-ben kerülhetett sor, amikor VARRÓ T. geológusmérnök aktív segítségével a Putnokon elhelyezett kisebb kézipéldányok nyomára bukkantunk.



1. ábra. Szarvaskő környékének áttekintő térképe a 1:200 000 méretarányú földtani térkép alapján, a képződmények összevonásával

1. Triász palaösszlet és mészkő, 2. kréta diabáz, ultrabázit, 3. felső-eocén mészkő, márga, agyag, kavics, 4. oligocén agyag, márga, aleurit, 5. alsó-miocén piroklasztikum és kavics, 6. alsó- és középső-miocén piroklasztikum, 7. középső-miocén és fiatalabb törmelékes-üledékes képződmények, 8. a bezárt szarvaskői barnakőszénbánya területe

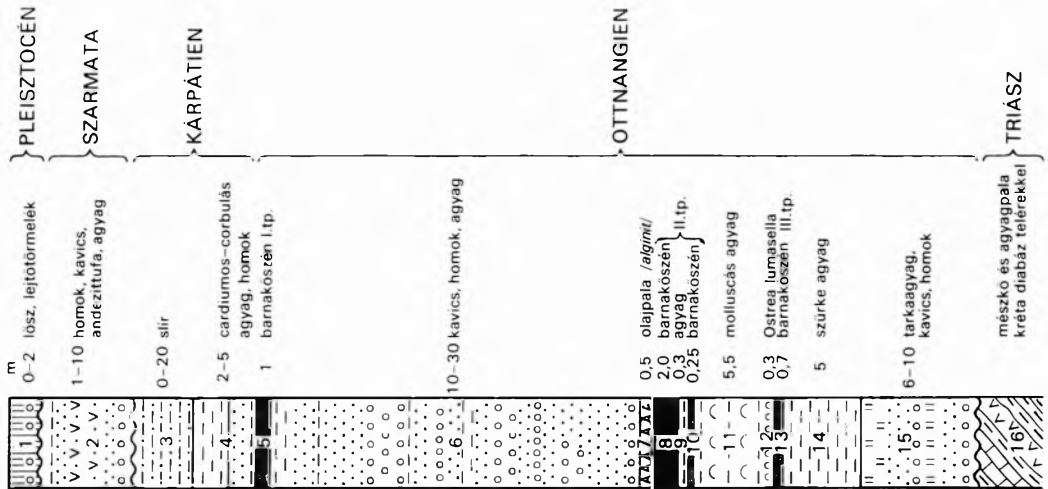
Fig. 1. Small-scale map of the Szarvaskő zone plotted after the 1:200 000-scale geological map, with simplifications

1. Triassic slate complex and limestone, 2. Cretaceous diabase, ultrabasic rocks, 3. Upper Eocene limestone, marl, clay and pebbles, 4. Oligocene clay, marl and silt, 5. Lower Miocene pyroclastics and pebbles, 6. Lower and Middle Miocene pyroclastics, 7. Middle Miocene and younger clastic-sedimentary rocks, 8. area of the abandoned Szarvaskő lignite mine

A termikus elemzéseket FÖLDVÁRI M. végezte, néhány papírvékonyaságú szarvaskői réteglemezről:

DTG fő bomlás	450 °C
Nedvesség (N <sub>2</sub> )	5,7%
Illó nedvesség 900 °C-ig (N <sub>2</sub> )	33,5%
Fixcarbon	0,8%
Éghető anyag	34,3%
Hanu	58,2%
Fixcarbon/illó	0,02
Illó az éghető anyagban	97,7%
Fixcarbon az éghető anyagban	2,3%
Illó (900 °C-ig) (O <sub>2</sub> )	39,6%
Illó (O <sub>2</sub> )/illó (N <sub>2</sub> )	1,18

FÖLDVÁRI M. szóbeli közlése szerint a vizsgált szarvaskői minta fixcarbon/illó értéke sokkal kisebb az ismert magyarországi alginít-típusokénál, ami önmagában az alginít besorolást erősíti. Emellett viszont az illó (O<sub>2</sub>)/illó (N<sub>2</sub>) értéke 0,2–0,3-mal nagyobb, mint az eddigi magyarországi alginiteké. E nagyobb (a kőszénfélékéhez közelebb álló) szarvaskői érték bizonyára azzal ma-



3. ábra. Vékonyleveles elváltású alginites agyag-alcurit a szarvaskői II. barnaköszén-telep fedőjéből

Fig. 3. Thinly-banded alginitic clay/silt from the hanging wall of brown coal seam No. II of Szarvaskő

2. ábra. A szarvaskői miocén barnaköszén-terület átlagos rétegsora ERDÉLYI T. (1957) adatai alapján, az alginites szint bejelölésével

Fig. 2. Generalized section of the Miocene lignite zone of Szarvaskő according to data by T. ERDÉLYI (1957) with indication of the alginitic level

1. Loess and scree, 2. sand, pebbles, andesite tuff and clay, 3. schlier, 4. clay and sand with Cardium and Corbula, 5. lignite (seam No. I), 6. pebbles, sand and clay, 7. oil shale (alginitic), 8. lignite, 9. clay, 10. lignite (8-10; seam No. II), 11. molluscian clay, 12. Ostrea lumasella, 13. lignite (seam No. III), 14. grey clay, 15. pebbles, sand and variegated clay, 16. limestone and shale intersected with Cretaceous diabase veins

gyarázható, hogy itt az alginites környezet közvetlenül a barnakőszén-telep, ill. az egykori láp fölött alakult ki.

A szénhidrogént termelő algák maradványait GÓCZÁN F. vizsgálta. Megállapításai szerint ez esetben is *Botryococcus braunii* KÜTZ. algatelepekkel van dolgunk, bár a növényi anyagok erősen oxidálódtak (roncsolódtak), nehezen felismerhetők. A vizsgált mintaanyag Diatomákat nem tartalmazott. A minták vizsgálatát folytatjuk.

Miután ezek a réteglemezek elsősorban nem szenes képződmények (bár huminites sávokat is tartalmaznak), részletes összehasonlító vizsgálatra érdemesek a gyufával hasonlóan lángra gyújtható, Jásd környéki oligocénből és a mátraalji (pernyepusztai) miocén vulkáni tufa közbetelepüléséből VITÁLIS I. (1929, 1939, 1946) által leírt ún. kátránydús kőszénfeleségekkel. A pernyepusztai anyag később algaközetnek bizonyult s olajpala jellege is felvetődött (SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1952). Összehasonlítást kell még végezzünk a várpalotai barnakőszén-telep diatomás olajpala fedőjével is, amelynek részletes felmérését JÁMBOR Á. és munkatársai végzik.

A néhány évvel ezelőtt kibontakozott országos olajpala-prognózis szempontjából a szarvaskői indikáció mindenképpen támpontot jelent a nógrádi — borsodi miocén barnakőszén-telepeket kísérő vékonyréteges, aleuritos, agyagos, tufás rétegek vonatkozó vizsgálatához, ill. a megfelelő kisebb lagunáris környezetek nyomozásához. Az észak-magyarországi olajpala-lehetőségek sorában a barnakőszén-telepes rétegcsoport egyébként már rögzítve van (JÁMBOR Á. — SOLTÍ G. 1976, HALMAI J. 1977). A továbbiakban — a prognózishoz kapcsolódva — a szarvaskői típusú kőzetanyagok mellett természetesen vizsgálatra érdemesek lehetnek a borsodi barnakőszén-telepeket kísérő egyes kovámoszat-tartalmú tufás rétegek is.

A szarvaskői alginites agyag-aleurit (mint az 1. ábrán is látszik), a Bükk hegység DNy-i peremvidékén mezozoós alaphegységtagok által közrefogottan, feltehetően ösföldrajzilag is hasonló keretben, viszonylag kis kiterjedésű és néhány km<sup>2</sup> nagyságú zártabb lagúnában keletkezett. Az ilyen alginites rétegek bizonyára a távolabbi környéken is a kiterjedt barnakőszén-terület egykori peremvidéke mentén várhatóink inkább.

## IRODALOM

- ERDÉLYI T. 1957: Összefoglaló földtani jelentés és készletszámítás a szarvaskői új aknamezőn létesítendő bányá területéről. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- HALMAI J. 1977: Olajpala előfordulások lehetősége Észak-Magyarországon. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- JÁMBOR Á. 1975: Jelentés a Középhegységi Osztály 1973. évi tevékenységéről. — Földt. Int. Évi Jel. 1973-ról.
- JÁMBOR Á. — SOLTÍ G. 1976: A Balaton-felvidéken és Kemenesháton felkutatott felső-pannoniai olajpala-előfordulás földtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1974-ről. Magyarország 200 000-es földtani térképsorozata. L-34-III. Eger. — Földt. Int. kiadása.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1952: Szénközvetan. — Akadémiai Kiadó, Budapest.
- VITÁLIS I. 1929: Szén és szénolajproblémáink. — Bány. Koh. Lapok. 14 — 16.
- VITÁLIS I. 1939: Magyarország szénelőfordulásai. — Sopron.
- VITÁLIS I. 1946: Kátránydús barnaszén a Mátra-hegységben. — Bány. Koh. Lapok 1(79.) 2.

AN INDICATION OF ALGINITE (OIL SHALE) IN THE  
MIOCENE LIGNITE-BEARING SEQUENCE OF SZARVASKŐ  
(N HUNGARY)

by  
GY. RADÓCZ

In the Szarvaskő Mine of the Egercsehi—Ózd coal basin the middle lignite seam was still worked in 1970. In the hanging wall of this seam J. KÖVI, chief geologist, and the author recognized a 0.3- to 0.5-m-thick finely banded (foliated) caustolite bed. By the laboratory testing in 1979 (geochemistry: M. FÖLDVÁRI and palynology: F. GÓCZÁN) the material was defined as alginite (oil shale). The alginite of Szarvaskő had been formed in a landlocked lagoon some square kilometres large, situated between Mesozoic bedrock blocks on the SW margin of the Bükk Mountains.



## A SZARVASI SZ-1. SZ. ALAPFŰRÁS FÖLDTANI ÉS VÍZFÖLDTANI EREDMÉNYEI

FRANYÓ FRIGYES

Az Alföld központi részén lemélyített 1000 m-es magfúrás az 1964 óta folyó komplex kutatási program része, mely feltárta a teljes negyedidőszaki és csaknem a teljes felső-pliocén (levantei) tavi-folyóvízi üledéksort. A nagyszámú üledékföldtani és őslénytani vizsgálatokkal megismertük a terület harmadidőszak-végi és negyedidőszaki üledékképződési folyamatait és ösföldrajzi viszonyait. A medence állandó, de szakaszos jellegű süllyedése következtében az üledékfelhalmozódás folyamatos volt, így hézagtalan képződémenysort ismertünk meg. Az üledékképződés menete — mint a medencében mindenütt — ciklusos jellegű; a különböző vastagságú és szemcseösszetételű homokos és agyagos szakaszok követik egymást. Kialakulásukhoz a szerkezeti mozgások, az éghajlatváltozások és a folyók hordalékkúp-építő mechanizmusa egyaránt hozzájárult.

A terület vízföldtani viszonyainak jobb megismerésére három vízadó szint részletes hidrodinamikai kivizsgálását végeztük el külön-külön fúrásban, majd ezeket folyamatosan regisztráló rétegvízfigyelő kutakká építettük ki.

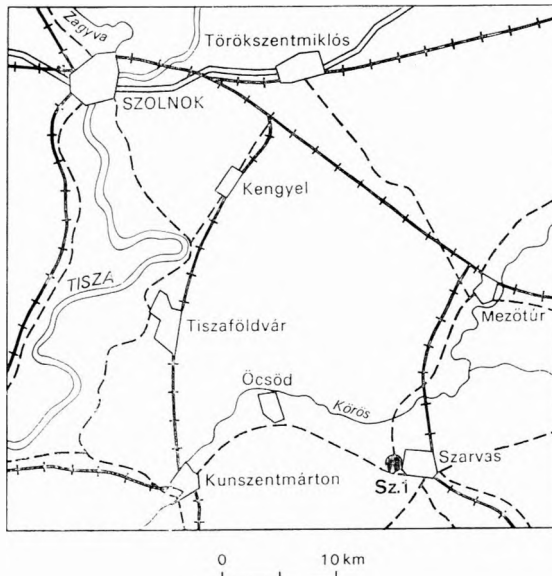
### A fúrás célja, helyzetének jellemzése, anyagának feldolgozása

Az alább bemutatásra kerülő fúrás az 1964-ben megkezdett Alföld-kutatási program része. Célunk itt is a terület teljes negyedidőszaki és felső-pliocén üledékösszletének feltárása volt. A folyamatos magfúrás anyagának sokirányú és nagyszámú üledékföldtani és őslénytani feldolgozásával kívántuk megismerni a terület posztpannon fejlődéstörténetét, üledékképződési folyamatait és ösföldrajzi viszonyait. A faunával is igazolható felső-pannoniai összletet nem értük ugyan el a fúrás talpáig, de az alsó 50—100 m kőzettani jellege már annak közelségét igazolja.

Kutatásaink másik célja a vízföldtani viszonyok minél jobb megismerése volt, annak ellenére, hogy Szarvason és környékén számos artézi fúrás települ, de ezeknek részletes rétegsoruk és ilyenirányú feldolgozásuk nincs, így vízföldtani adataik sem teljes értékűek. Az 1000 m-es magfúrás mellé még két teljes-szelvényű fúrást is mélyítettünk 370 és 220,5 m-es talpmélységgel, így három külön kútban három vízadó szint részletes hidrodinamikai kivizsgálását végeztük el. Távoláguk egymástól 6—6 m. A kútsoport Szarvastól K-re, a mezőtúri út mellett települ az Arborétum déli szegélyén, 84 m t. sz. f. magasságban (1. ábra).

A fúrás a Körös-medence és a Tisza-völgy között kulcshelyzetet foglal el. Maganyagát a helyszínen folyamatosan dolgoztuk fel és továbbítottuk a mintá-





1. ábra. A fúrás helyszínrajza

Fig. 1. Layout of borehole Szarvas-1

1. táblázat

## A fúrás anyagából elvégzett vizsgálatok (db)

Üledékföldtani vizsgálatok:		Óslénytani vizsgálatok:	
Szemcseösszetétel	1419	Gerinces fauna	38
CaCO <sub>3</sub>	1419	Mollusca fauna	253
pH	1419	Mikrofauna	1375
DTG	67	Palinológia	1379
Mikromineralógia	204	Összesen:	7909
Koptatottság	100		
Talajtan	174		
Szénközöttan	11		
Plasztikusság	20		
Vizelemzés	30		
Gázelemzés	1		

kat részletes feldolgozásra (1. táblázat). A megmaradt mintaanyagot dokumentációs célra raktároztuk el. A fúrás magkihozatala közel 90%-os volt, ami igen finom feldolgozást tett lehetővé; a hiányok néhány dm-es, ritkán 1–3 m-es szakaszokból adódtak.

A minták sokirányú és részletes üledékföldtani és óslénytani feldolgozását zömében Intézetünk laboratóriumai és specialistái végezték, kisebb részét külső szakemberek vállalták.

## Az üledékösszlet tagolódása, kőzettani jellemzése

Az 1000 m mélységig folyamatos magfúrással feltárt és nagyszámú anyagvizsgálattal részletesen is megismert üledéksor két földtani szakaszt képvisel. A felső 512 m negyedidőszaki, ettől a talpig pedig felső-pliocén („levantei”).

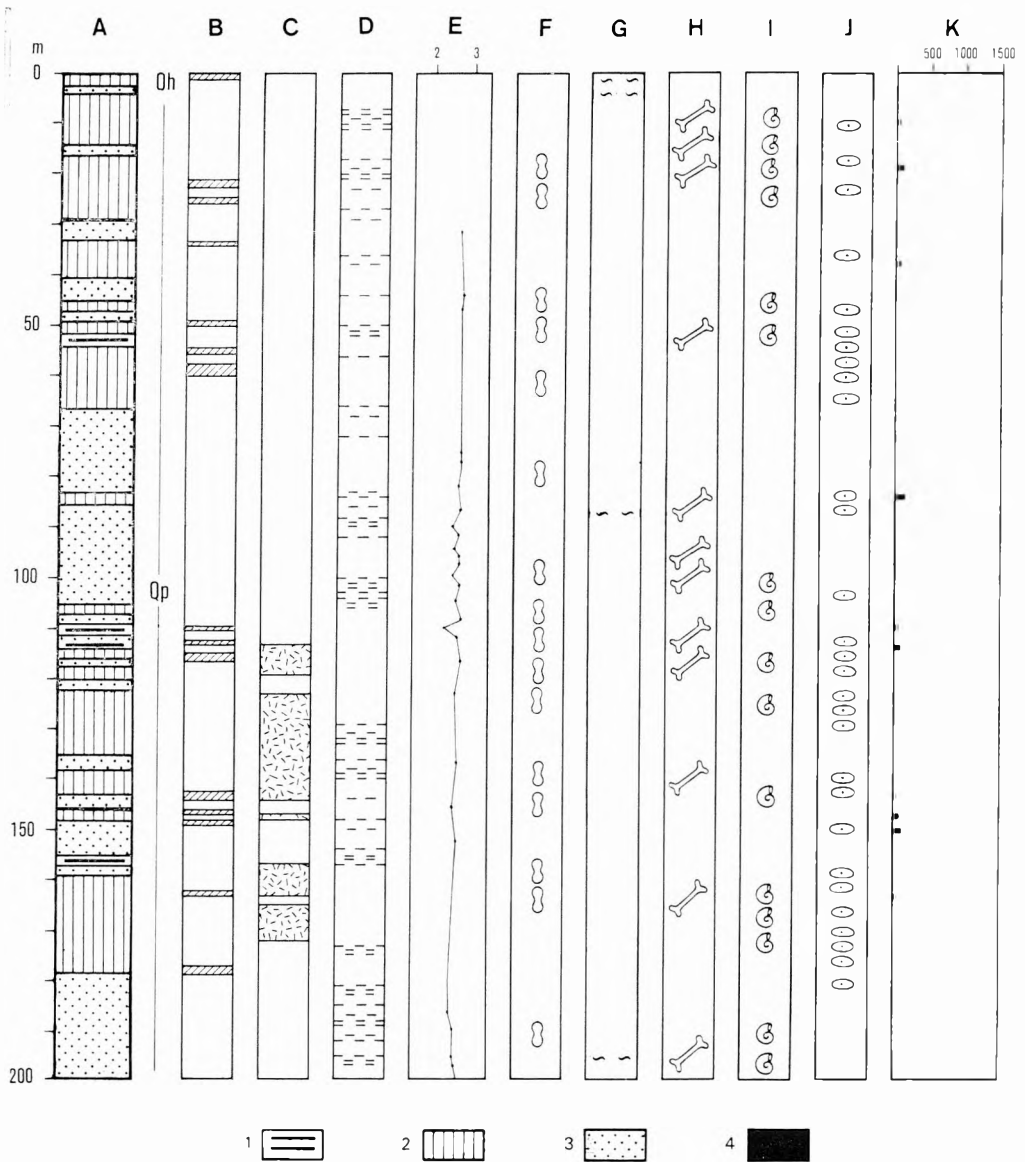
A határ megvonása a részletes őslénytani adatokkal nem teljesen egyezik; itt elsősorban a kőzettani jelleg (kezdődő új üledékciklus) alapján jelöltük ki a plio-pleisztocén határt. A rétegsort párhuzamosítottuk a Körös-medence középső és keleti részein mélyített, s igen részletesen feldolgozott, paleomágneses adatokkal abszolút korbeosztást is szolgáltatató fúrásaink rétegsoraival (Dévaványa, Vésztó: FRANYÓ F. 1977b, 1978b, RÓNAI A.—SZEMETHY A. 1979). Az őslénytani adatok (Ostracoda, Mollusca, gerinces fauna) ebben az átmeneti szakaszban eléggé hiányosak — vagy olyan fajokat tartalmaznak, melyek a pliocénben és pleisztocénben is tartósan megéltek, mivel sem az üledékképződési, sem az éghajlati körülmények hosszú időszakoson át lényegesen nem változtak. Így az átmeneti 100—150 m-ben elszórtan megjelenő egy-két Mollusca faj nem tekinthető korhatározónak. A felső-pannoniai—felső-pliocén határnál — a kőzettani jelleg határozott változása mellett — a Mollusca fauna is lényegesen megváltozik, ezt számos fúrásunk bizonyítja (RÓNAI A. 1972, FRANYÓ F. 1977a, 1979a, SZÉLES M. 1977).

Eddigi, több mint két tucatnyi magfúrásunk bizonyítja, hogy az Alföldön a negyedidőszaki képződménysor mindig durvaszemű rétegekkel kezdődik, mely fölfelé elfinomodik és egy kőzetlisztes—agyagos jellegű — kevesebb és finomabb szemcséjű homokrétegekkel tagolt — középső szakaszba megy át, amely fölött ismét egy durvább, az Alföld-peremi részeken kavicsosabb üledékszakas települ. E felső szakasz tulajdonképpen a pleisztocén hideg (glaciális) időszakának üledékösszlete; a hideg és melegebb (inter) szakaszok biztos azonosítása, egyes rétegekhez vagy üledékszakasokhoz kötése azonban ma még megoldhatatlan. A szerkezeti mozgások hatása és a hordalékkúpjukon vándorló vízfolyások üledékképző mechanizmusa jelentősen módosult a különböző klímaszakaszokban (hőmérséklet, csapadék, növényborítottság, kőzetaprózódás stb.). Az is általános megfigyelésünk, hogy a felső-pliocén összlet vastagsága és kőzettani kifejlődése nagyon hasonló a pleisztocén rétegekéhez; általában finomabb szemcséjű (kevesebb homokréteg), de elvéve durvább is lehet (Duna-Tisza köze K-i része, FRANYÓ F. 1980). A két nagy összlet közel azonos vastagsága és kőzetkifejlődése egyrészt az időtartam közel azonos hosszát (kb. 2,5—3,0 millió év), másrészt a lepusztulás—felhalmozódás ütemét és minőségét (folyóvízi—ártéri) is bizonyítja.

A két üledékszakas között itt nincs diszkordancia, az átmenet a fentebb jelzett durvaszemű összlet nélkül, vékony és finomszemű homokrétegekkel tagolt, mintegy 60 m vastagságú kőzetlisztes rétegsorral indul, s a durvább anyag csak 443—432 m között jelenik meg egy összefüggő vastag homokréteg formájában. Ez a szakasz a romániai hegységképző fázissal azonosítható.

### *Felső-pliocén képződmények*

Feltárt összletünk 512 m alatti szakaszát építik fel. Jellemzőjük a nagyon egyhangú kifejlődés, mind a kőzetliszt- és agyag-, mind a homokrétegek tekintetében. Nagy része kőzetlisztrétegekből áll, az alsó 110 m-ben a tömör, kissé zsirosfényű agyagrétegek uralkodnak (2., 3. ábra). A homokrétegek jelentősége kisebb mint a pleisztocén összletben, de néhány jelentős vastagságú és jó szemcseösszetételű, víznyerésre alkalmas homokréteg itt is található (872—883, 850—860, 644—651 és 601—609 m között, 2., 3., 5. ábra). E homokrétegek a terület megsüllyedése következtében létrejött nagykiterjedésű összletek, melyek felfokozott folyóvízi tevékenység eredményei; vízbőségük és utánpótlódási

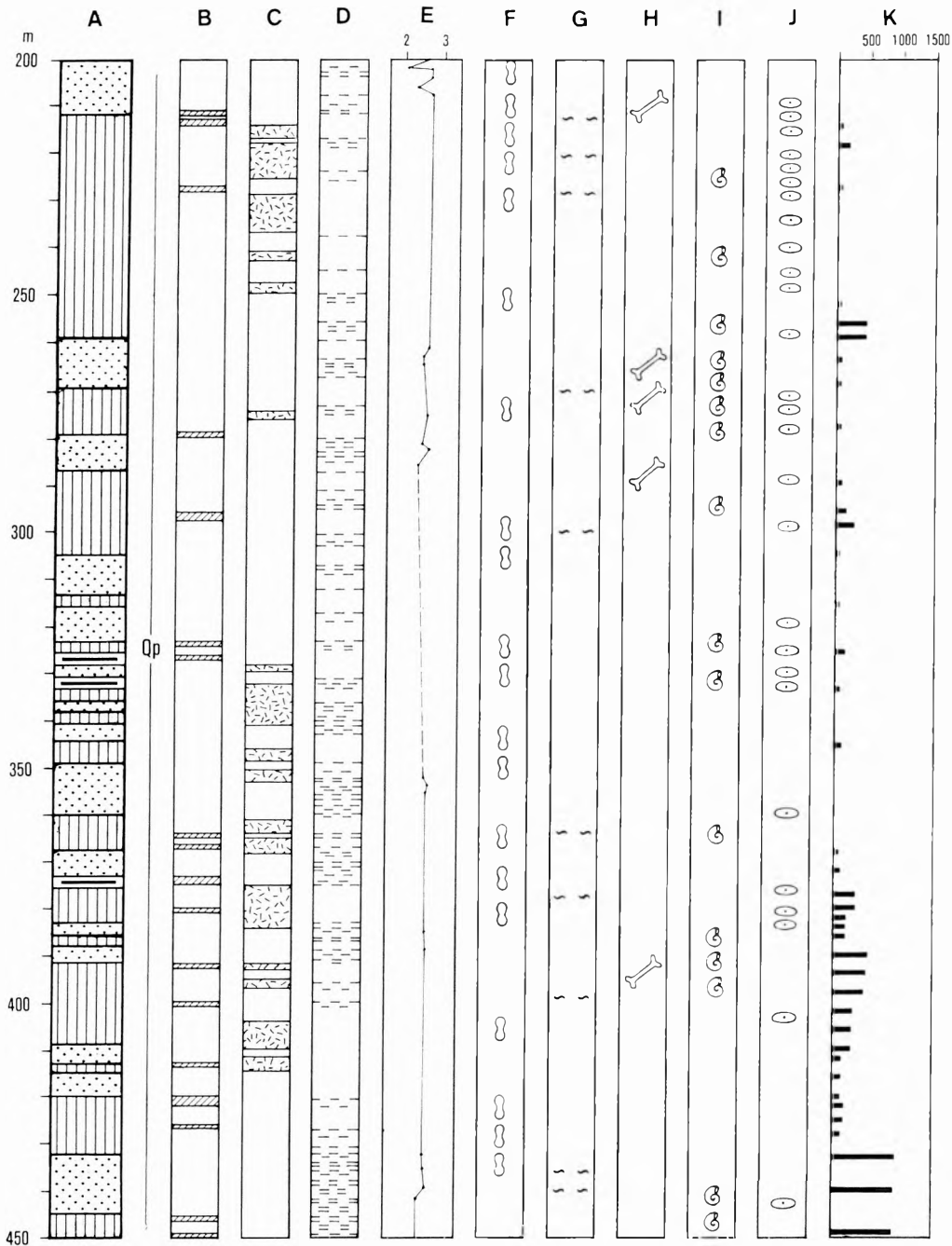


2a. ábra. A Sz-1. sz. fúrás földtani alapszelvénye

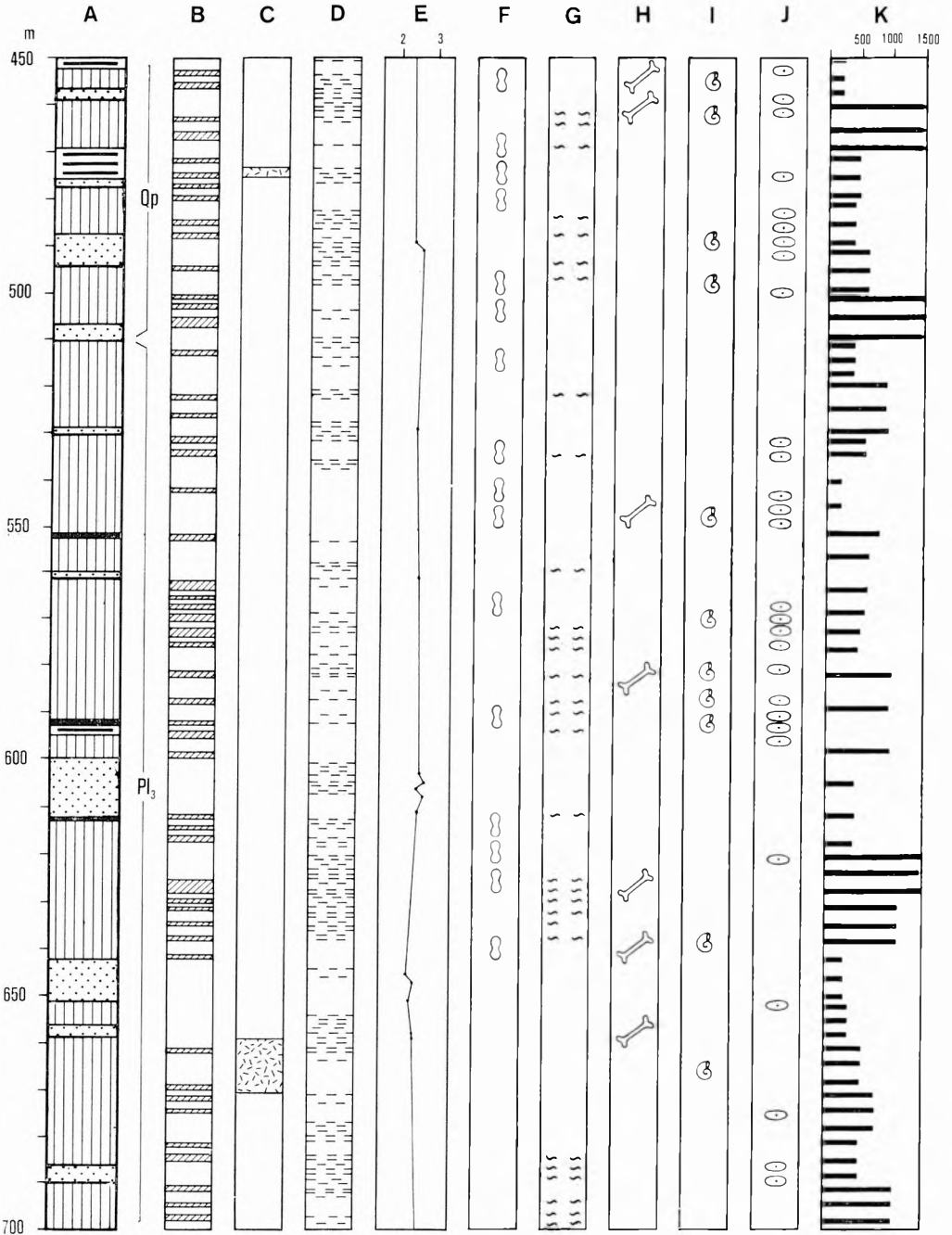
A = Rétegszélvény, B = fosszilis és mocsári talajsztintek, C = tarkaagyag, D = rétegezethez, E = homokanyagok koptatottsága MIHÁLTZ I. osztályozása szerint, F = mészkonkreciós szintek, G = növényi maradványok, H = gerinces fauna, I = Mollusca fauna, J = mikrofauna, K = pollen gyakoriság (db). — 1. Agyag, 2. kőzetliszt, 3. homok, 4. lignit

Fig. 2a. The geological key section as penetrated by borehole Sz-1

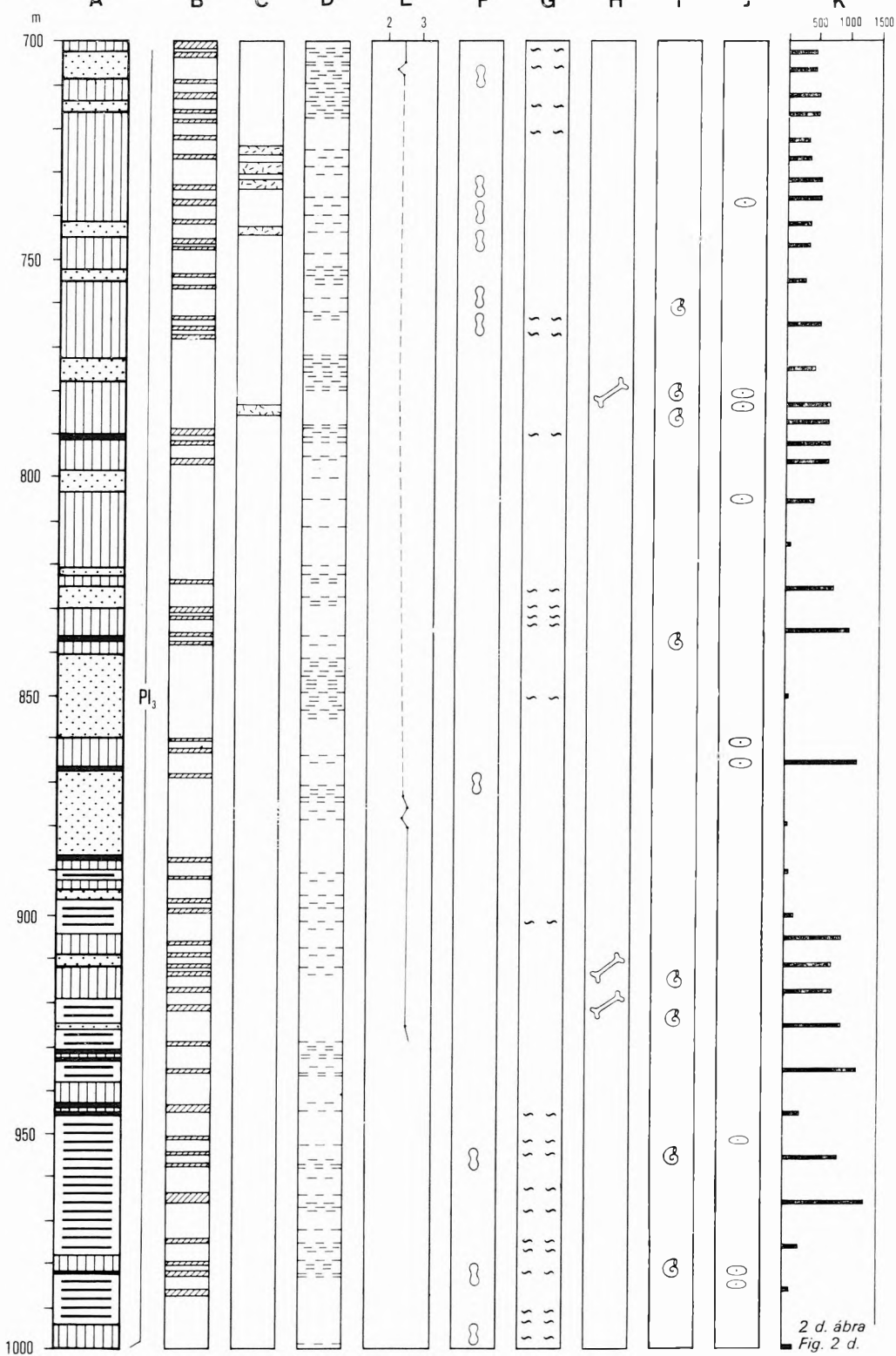
A = Stratigraphic column, B = fossil swamp and soil horizons, C = variegated clay, D = stratification, E = the roundness of sand grains according to I. MIHÁLTZ's method, F = lime concretions, G = plant fossils, H = vertebrate fauna, I = mollusc fauna, J = microfossils, K = frequency of pollen grains. — 1. Clay, 2. lignite, 3. sand, 4. lignite



2b. ábra. — Fig. 2b



2c. ábra. — Fig. 2c



PI<sub>3</sub>

2 d. ábra  
Fig. 2 d.

lehetőségeik jók, kapcsolatban vannak a K felé magasabb helyzetben levő durvább rétegekkel. A kisebb vastagságú (0,5—3,0 m) homokrétegek jóval finomabb szemcséjűek, egykori medrek kitöltései vagy időszakos árvizek kis kiterjedésű üledékklencséi. A homokrétegek sok finom frakciót is tartalmaznak, nagyrészüik jól rétegzett, néhol sok finom növényi törmelékekkel.

A kőzetlisztrétegek eléggé tömör, néhol kemény jellegű üledékek, sok agyag- és kevesebb finomhomok-tartalommal; az igen finom rétegzettség sokfelé felismerhető bennük. Tipikus ártéri üledékek, amikor a szétterülő árvizekből hirtelen rakódik le a lebegtetett hordalék és a görgetett finomszemű homokanyag. Ez az üledékképződés viszonylag gyors volt, megszakadását vagy lelassulását a mocsári szintek megjelenése igazolja, amikor is a vízborítást növénytakaró váltja fel, humifikálva az üledékfelszínt. Ezek vastagsága néhány dm, helyenként azonban 1—2—3 m-t is elér. Egyes szakaszokban nagyon sűrűn követik egymást, jelezve a feltöltődés igen finom szakaszosságát. Színük sötét-szürke, feketésszürke, fekete. Helyenként e rétegek rozsdasárga—vörös foltokkal-erekkel átszóttek, repedezettek, színük néhol kifejezetten sárga, ami tartós felszíni hatásokra (kiszáradás, oxidáció, mállás) utal.

Az agyagrétegek az alsó 110 m-ben jelentősek, igen tömör, zsírosfényű, olajzöldes-szürke színű képződmények, melyek sekélyvizű tavakban, elzárt mocsarakban képződtek. Ezt bizonyítja a sok mocsári szint és lignitréteg kifejlődése is. A lignitrétegek vastagsága szintén csak néhány dm, ritkán éri el az 1 m-et. Meleg időszakok sekélyvizű mocsaraiban képződtek fák és lágyszárúak anyagából. E szakasz anyaga nagyon egyenletes vízborítású ártereken, vagy elzárt öblökben (tó?) képződött (2., 3. ábra), átmeneti helyzetű és jellegű üledéksor a felső-pannóniai képződmények felé.

A legtöbb növényi törmelék itt található, ami a terület egykori gazdag növénytakaróját bizonyítja. A negyedidőszaki összlet már kevesebbet tartalmaz.

### *Negyedidőszaki üledéksor*

#### Pleisztocén képződmények ( $Q_p$ )

Eltérsen az Alföld nagyobb területein megismert és elfogadott plio-pleisztocén határtól, itt nem élesen, durvaszemű rétegekkel válik el a két összlet egymástól, hanem finom átmenettel kapcsolódnak egybe, ami a folyamatos üledékképződést bizonyítja a két szakasz között. Az erőteljes kőzettani határ 443 m-nél jelentkezik egy vastagabb középszemű homokréteg formájában, amit azonban lefelé megelőz néhány finomabb szemcseösszetételű és vékonyabb kifejlődésű, az új üledékciklust bevezető homokréteg, így ezt vehetjük a pleisztocén kezdő üledékszakaszának. Ilyen üledékátmenetet találtunk a dévaványai és vésztői fúrások közel megegyező mélységközeiben is a pliocén—pleisztocén rétegek között, noha a paleomágneses vizsgálatok mindkét helyen néhány tíz m-rel magasabb helyzetben jelezték a plio-pleisztocén határt (RÓNAI A.—SZEMETHY A. 1979). A kőzettani jelleg változása, az új üledékciklus kezdete azonban mindkét esetben mélyebben jelentkezett (FRANYÓ F. 1977b, 1978b).

A negyedidőszaki összlet minden tekintetben sokkal változatosabb, tagoltabb, mint az előzőekben ismertetett felső-pliocén képződménysor (kőzetminőség, szemcseösszetétel, szín stb.), ami a változatosabb felszíni hatások (szerkezeti mozgás, morfológiai és vízrajzi viszonyok, éghajlatváltozások) következménye. Elsősorban jóval homokosabb, mint a felső-pliocén képződménysor, s határozottabb, önálló szakaszokra (ciklusokra) tagolható (3. ábra). Az Alföld

negyedidőszaki összletére általánosan elfogadott hármas tagolódás itt is jelentkezik: alulról felfelé 340 m-ig tart a homokosabb, majd 210 m-ig terjed a kőzetlisztes—agyagos és e fölött települ az ismét homokosabb kifejlődésű üledékszakas. Ezekben belül ismét kijelölhető 3—4 kisebb önálló üledékszakas: az egész negyedidőszakon belül tehát 10—12 ilyen nagyobb ciklussal (üledékszakasszal) kell számolnunk, melyeket más fúrásoknál is felismertek (RÓNAI 1972). E 10—12 szakasznak az egész Kárpát-medencére kiterjedő szerkezeti és éghajlati indítékai vannak, ezeknek pontos felismerése és elkülönítése azonban még finomabb rétegtani és őslénytani vizsgálatokat igényel. Az egészen kicsi, néhány m-es kőzetliszt- és homokrétegek (üledékszakaszok—ciklusok) száma közel száz. Ezek a nagy szakaszokat színező kis ciklusok helyi körülmények folytán alakultak ki (folyóirány-változás, mederlefűződés, egy-egy nagyobb árvíz, téli-nyári időszakok vízállása stb.), amikor is összeolvadó nagy lapos hordalékkúpokon igen kis szintkülönbségű térszínnek alakultak ki és töltődtek fel más-más szemcséjű üledékkel.

A rétegsor nagyobb részét itt is kőzetlisztrétegek építik fel. Tipikus ártéri üledékek, viszonylag gyorsan ülepedtek le, mint szemcseösszetételük is bizonyítja: a magas kőzetliszt- és agyagtartalom mellett jelentős a finom- és néhol az aprószemű homokállományuk is (3. ábra). Nagyrészen finoman rétegzettek, színük szürke, sok mocsári- és talajszint fejlődött ki bennük, jelezve az üledék-képződés szünetelését vagy igen lassú voltát, egyúttal igazolva a terület növényborítottságát is (enyhe klíma). A humuszos szintek vastagsága általában néhány dm, ritkán 1—3 m. Ez a tagolódás az egész Alföldre jellemző, minden fúrásunkban hasonló módon jelentkeztek e szintek (kőzettani jelleg, vastagság, gyakoriság, szín). Alattuk sokhelyütt kifejlődött az akkumulációs zóna meszes foltok, mészerék, konkréciók formájában.

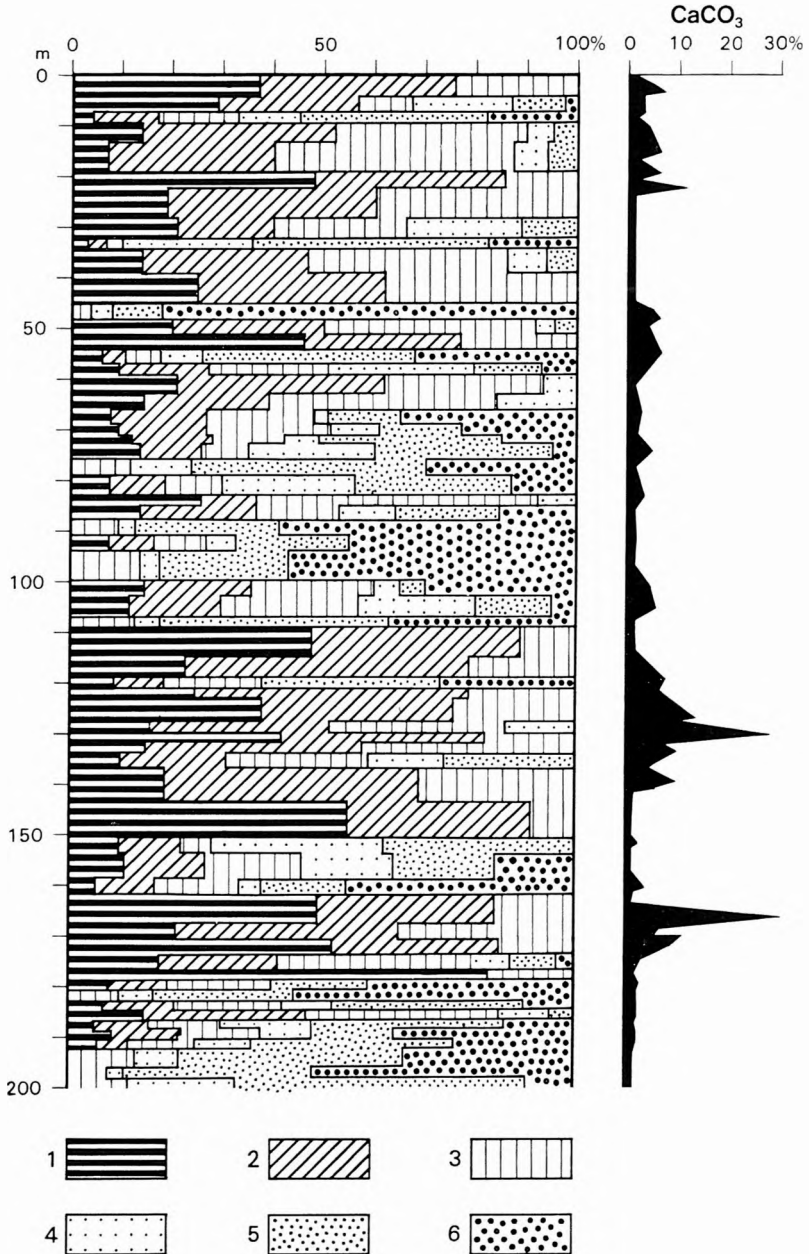
Három nagyobb szakaszban a képződmények anyagán jól tükröződnek a felszíni hatások: sárga, szürkéssárga színűek, vörössesárga, rozsdabarna és élénkvrös foltokkal tarkítottak. Képződésükkor a felszín tartósan száraz volt, az üledékanyag jelentős mélységig kiszáradt, repedezett, a felszíni oxidációs, mállasztó és hőhatásoknak ki volt téve. Ezek az ún. tarka agyagok.

A homokrétegek aránya jelentős az összletben, hét vastagabb és számos vékony homokréteg, ill. a közbetelepült kőzetlisztes rétegekkel együtt homokosabb szakasz fejlődött ki ebben az 500 m-ben. A vastagabb (20—50 m-es) szakaszok a terület erőteljesebb megsüllyedéséről (a szerkezeti mozgások élénküléséről) tanúskodnak, a kisebb szakaszok a hordalékkúp-épülés változó mechanizmusát tükrözik (3. ábra). A homokanyagok szemcseösszetétele általában apró- és finomszemű, de jelentős a középszemű rétegek kifejlődése is, ill. egyes vékonyabb rétegekben arányuk jelentős. Kőzetliszttartalmuk magas, ami gyors leülepedésre utal (osztályozatlanság). Nagyrésztük vízszintesen és finom rétegzett, de előfordulnak 10—20—30°-os értékek is [mederkitöltés, partmenti lerakódás, delta (?) szerkezet]. Humuszos szint nem fejlődött ki e rétegekben, színük középszürke, néhány helyen azonban sárga (kisebb szakaszok), ami száraztérszíni hatásokra utal, de növénytakaró nem alakult ki a felszínen.

### Holocén képződmények ( $Q_h$ )

Az üledéksor felső 4—5 m-es finomszemcséjű ártéri anyaga tartozik ide, a Körösök hordaléka. Főleg kőzetlisztrétegekből áll, a finomszemű homok csak néhány vékony rétegben van jelen. Felső része jól áthumuszosodott, színe sötét-



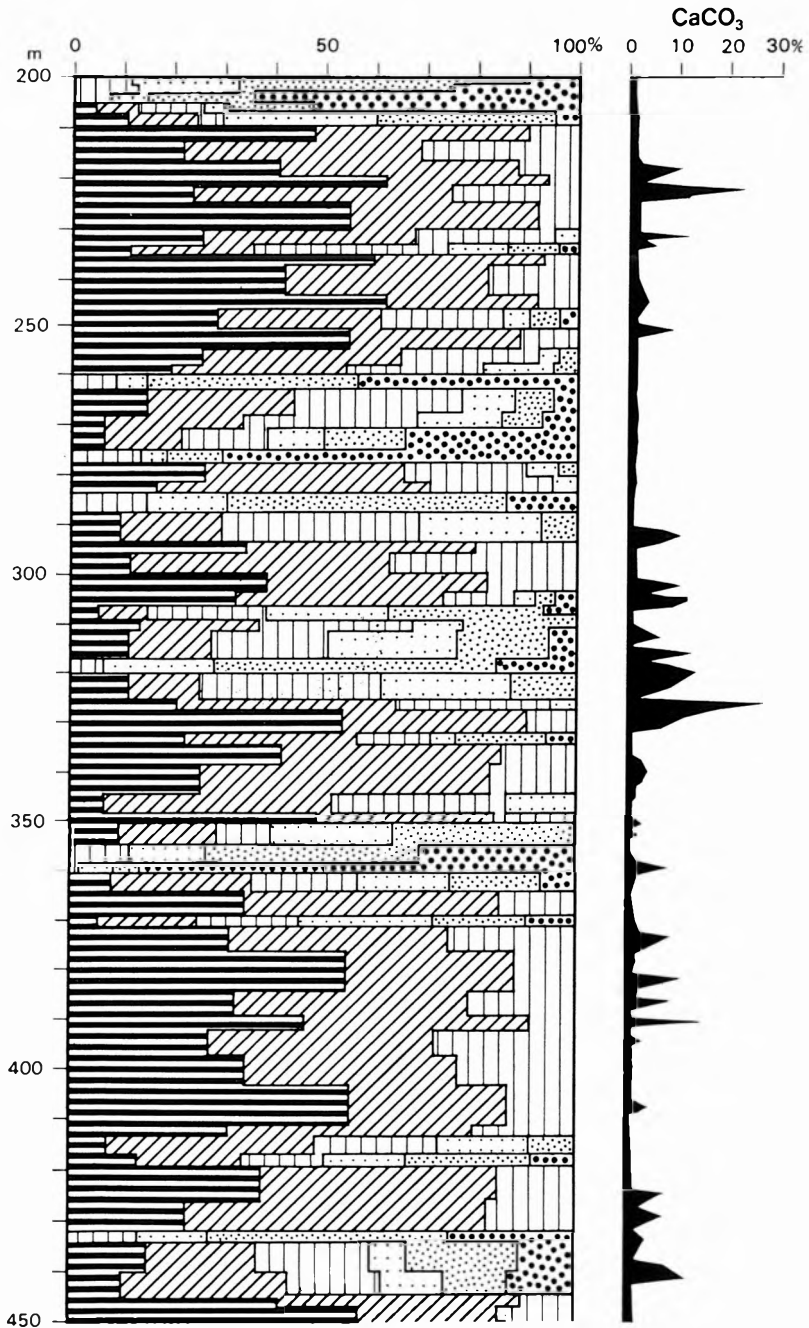


3a. ábra. A Sz - 1. sz. fúrás szemcseösszetétele súly%-ban és  $\text{CaCO}_3$ -tartalma

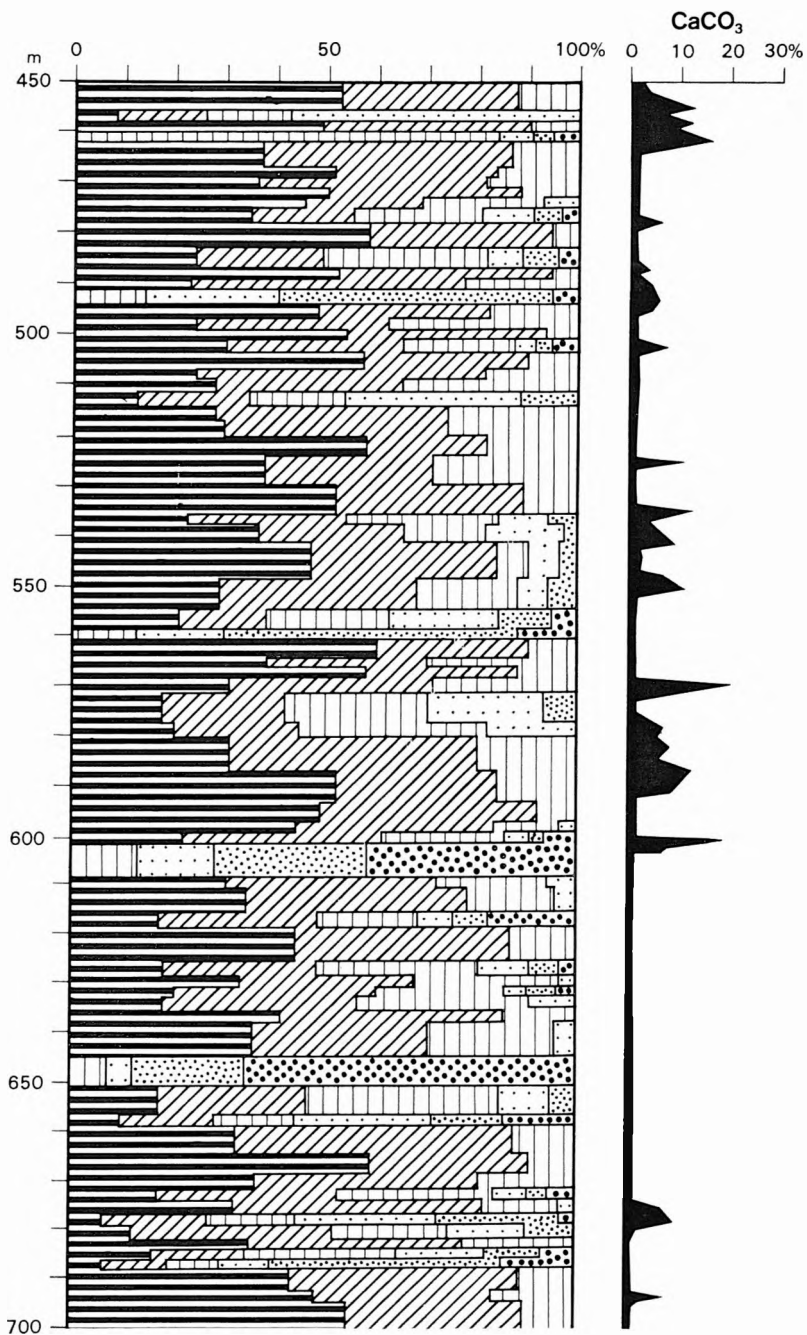
1. Agyag ( $<0,005$  mm), 2. finom kőzetliszt (0,005—0,02 mm), 3. durva kőzetliszt (0,02—0,06 mm), 4. finom-homok (0,06—0,1 mm), 5. aprószemű homok (0,1—0,2 mm), 6. közép- és durvaszemű homok (0,2—2,0 mm)

Fig. 3a. Weight-percentage grain-size distribution and  $\text{CaCO}_3$  content

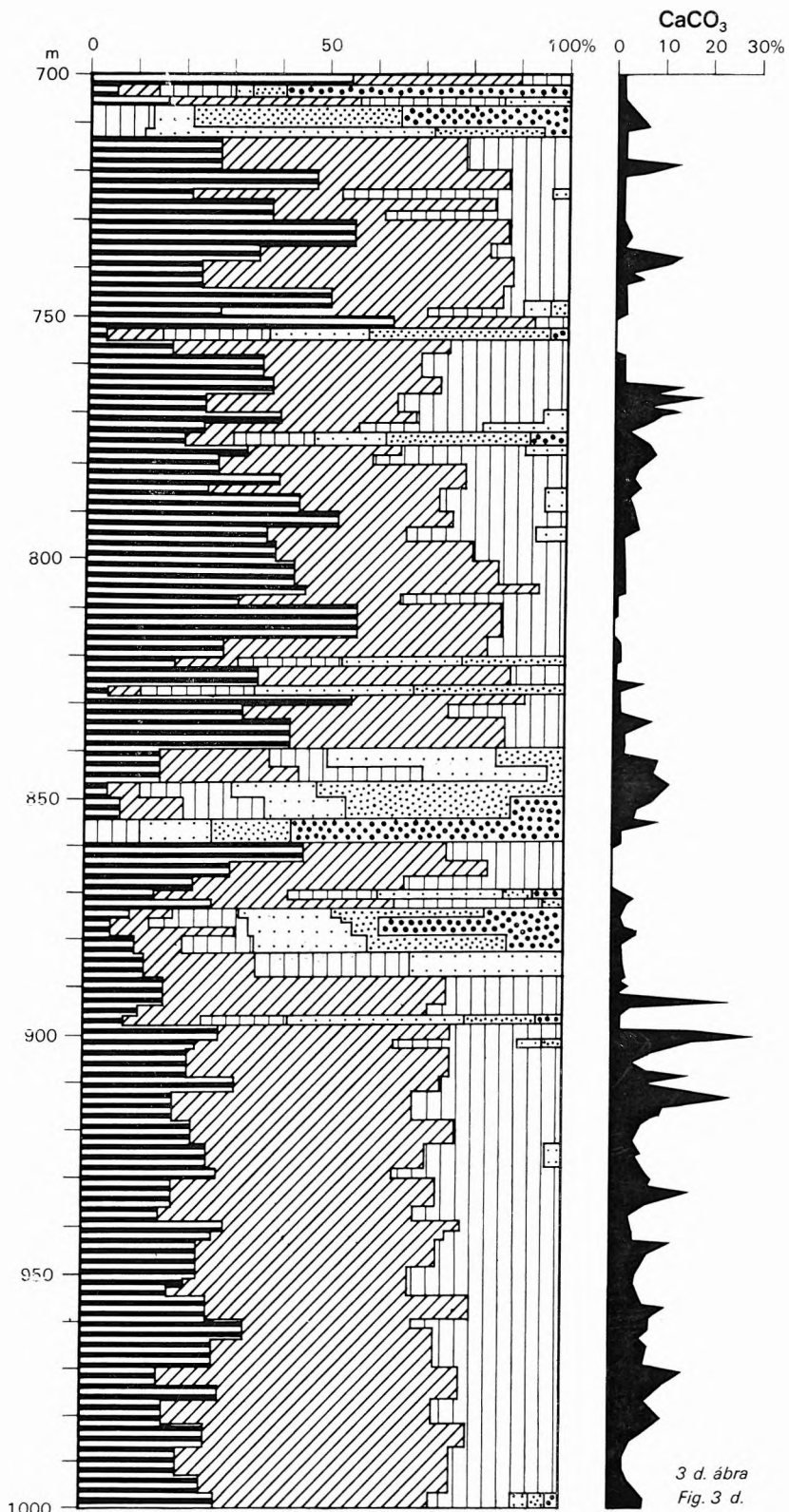
1. Clay ( $<0.005$  mm), 2. fine silt (0.005—0.02 mm), 3. coarse silt (0.02—0.06 mm), 4. fine sand (0.06—0.1 mm), 5. small-grained sand (0.1—0.2 mm), 6. medium- to coarse-grained sand (0.2—2.0 mm)



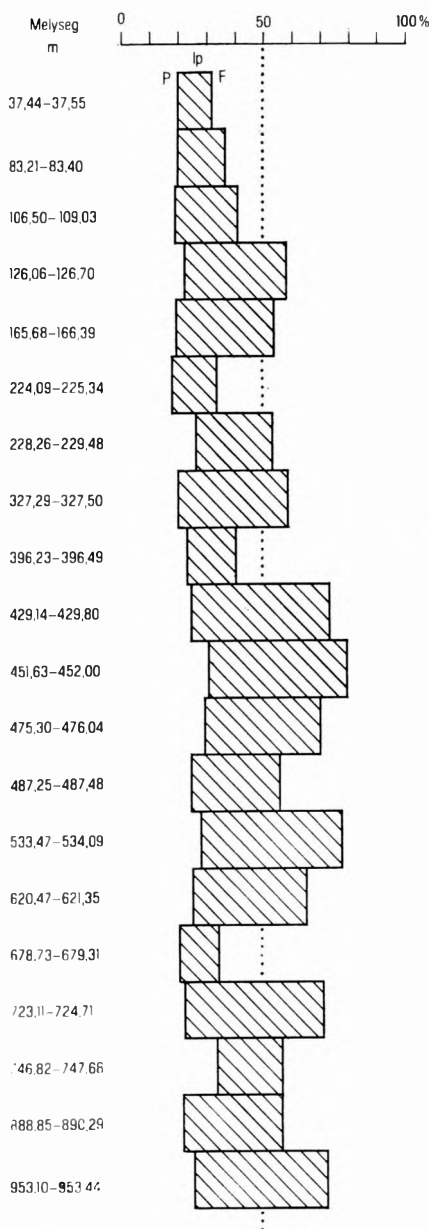
3b. ábra. — Fig. 3b



3c. ábra. — Fig. 3c



3 d. ábra  
 Fig. 3 d.



1. ábra. Agyagos képződmények  
plasztikussága

P = Plasztikus határ, F = folyási határ,  
Ip = plasztikus index

Fig. 1. Plasticity of clay formations

P = Plasticity limit, F = creep limit,  
Ip = plasticity index

szürke, helyenként sok növényi törmelék, gyökérnyomot tartalmaz. Alsó fele szürkessárga—sárga tömör öntésanyag (kőzetliszt—lösziiszap), sokhelyütt apró mészgöbökkel, rozsdafoltokkal.

## Anyagvizsgálati eredmények

### Üledékvöldtani vizsgálatok

Legnagyobb számban szemcseösszetéti,  $\text{CaCO}_3$ - és pH-vizsgálat készült a fúrás anyagából, melyből az üledékképződés teljes menete tárul elénk a felső-pannontól máig (1. táblázat, 3., 4. ábra). A terület a pannon után állandóan, de változó sebességgel süllyedt a Körös-medence és az Ösduna-árok (Kiskunfélegyháza—Csongrád—Szentés—Hódmezővásárhely—Makó) között. A süllyedési szakaszokat kirajzolják a durvább szemcséjű homokos rétegekkel induló és fölfelé elfinomodó, kőzetlisztes rétegekbe átmenő üledékciklusok (3. ábra). A nagy ciklusokat — néha teljesen szabályos kifejlődésű — kisebbek tagolják, de ezek a nagy szakaszok trendjét nem befolyásolják. Az egészen apró ciklusok, vagy hirtelen fellépő üledék-(szemcse-)változások rövid időtartamú helyi változások eredményei (mederváltás, árvíz, partomlás stb.). Az üledékképződés ilyen menete számos alföldi fúrásunkból jól ismert (RÓNAI A. 1972, MOLNÁR B. 1973, FRANYÓ F. 1977a, 1978a, 1979a, 1980).

Az üledékek mésztartalma általában kicsi, néhol azonban a 30%-ot is eléri. Sok viszont az elszórt, vagy szintekben települő mészkonkréció, ami felszíni hatásokat (kiszáradás, talajvízszint-változás) igazol. A beszivárgó csapadékvizek a kioldott mészanyagot a finomabb üledékekben, a talajvízszint környékén, vagy növényi gyökerek, száruk, esetleg száradási repedések mentén lerakják.

Az 1000 m vastagságban feltárt üledékkomplexum származási helyére, a lefordítás területének és a vízfolyások egykori irányainak (ősvízrajz) felderítésére

a homokrétegek anyagának részletes mikromineralógiai vizsgálata nyújtott alapvető fontosságú adatokat. A vizsgálatokat GEDEONNÉ RAJETZKY M. végezte (1973). Szerinte a legtöbb hordalékanyagot a terület feltöltéséhez az Őskörösök szállították az Erdélyi-középhegység területéről, de lehetségesnek tartja az É—ÉK-alföldi ösfolyók hordalékának megjelenését is. A kőzetlisztes—agyagos képződmények már nagyobb lehordási területről kerültek ide, hiszen az Alföldre érkező ősi vízfolyások a csapadékos időszakokban összefüggő víztükört hoztak létre, lebegtetett hordalékuk keveredett és nagy területeken került leülepedésre. Ez főleg a közép- és dél-alföldi területeken volt így, hiszen az egész medence vízlevezetése (lefolyása) a Vaskapu felé itt zajlott le évmilliókon át.

A homokrétegek szemcseanyagán végzett koptatottsági vizsgálatok (MIHÁLTZ-féle módszer szerint) nagyon egyhangú adatsort szolgáltatottak. A 0,1 mm-es szemcsék zömének koptatottsága 2,5—2,8 között volt, mind a felső-pliocén, mind a negyedidőszaki rétegekben. Ez az igen egyenletes folyótevékenység (vízhozam és szállítási távolság) eredménye; a terület csaknem mindig vízzel borított volt, s még a száraz hideg glaciálisokban sem érték erős szélhatások a lerakott homokos összleteket (2. ábra felső 110 m-e).

A felső-pliocén összletben feltárt néhány vékony lignitréteg anyaga fa, kéreg és kevés levéleredetű humodetrinitből áll, mellette inertinit, inertinites szegélyek és textinit volt felismerhető (2. táblázat). Több mintában jól látható az eredeti növényzetre utaló sejtes szerkezet, valamint a gyökérszet igen jellemző keresztmetszeti képe, a parakoszorú, bizonyítva a kőzet gyökérszint eredetét. Minden mintában jelentős mennyiségben volt pirit, helyenként gombaspórák is előkerültek. A jelentős agyagtartalom mellett a lignitrétegek jóval szénültebbek, mint azt földtani koruk indokolja; ennek magyarázata a nagy mélységgel járó nyomás és hőmérséklet.

Az agyag- és kőzetlisztrétegek néhány mintáján végzett plasztikussági vizsgálatokat 4. ábránk mutatja be. A különböző mélységekben eléggé változatos kép tárul elénk, ami elsősorban a képződmények szemcseösszetételének (agyag-, kőzetliszt- és homoktartalom aránya) és képződési módjának (nyílt ártér, zárt öböl, mocsár, humusztartalom) tulajdonítható.

2. táblázat

A lignitrétegek szénközöttani vizsgálata (%)

Mélység m	Ulminit	Textinit	Euulminit	Szub- erinit	Inert- nites szegé- lyek	Iner- tinit	Pirit	Agyag (meddő)
551,10—551,32	22	22	—	6	18	—	8	24
611,11—611,38	43	16	—	7	14	—	4	16
792,51—792,70	—	85	—	—	12	—	3	—
868,46—868,62	41	—	22	—	11	8	6	12
888,27—888,43	54	—	—	—	8	12	14	12
931,30—931,60	51	—	—	—	9	13	11	16
933,39—933,90	26	6	—	—	19	11	10	28
946,70—947,15	34	—	—	32	10	13	11	—
976,90—976,96	85	—	—	—	11	—	4	—
983,05—983,24	50	14	—	—	—	22	14	—
983,61—983,70	15	12	—	—	—	13	17	43

### Őslénytani vizsgálatok

A fúrás anyagából viszonylag sűrűn kerültek elő *gerinces* leletek, azonban ezek egy része eléggé koptatott, meghatározhatatlan csont- és fogtöredék (rágcsálók és halmaradványok), vagy szintjelző érték nélküli ép maradvány. Egy részük hosszú vízi szállításról tanúskodik, szárazföldi és vízi fajok (*Microtus*, *Arvicolida*, *Pisces*) vegyesen fordulnak elő az ártéri—folyóvízi üledéksorban. Meghatározásukat KRETZOI M. végezte; értékelése alapján a 15—19 m mélységközben már a hideg Altwürm valószínűsíthető. A 287—289 m közti rétegből előkerült *Mimomys savini* lelet biztosan alsó-bihari korú. A 658 m-ből felszínre került *Arvicolida* (cf. *Propliomys hungaricus*) M-töredéke már a felső-pleiocén üledéksort jelzi.

Az eléggé egyenlően eloszlásban előkerült *Mollusc* faunát KROLOPP E. határozta meg. Zömét a felső 300 m szolgáltatta, az alsó nagyobb szakasz csak szórványleleteket adott. A fajok zöme vízi (folyó- vagy állóvízi) alakokból áll, jelentősebb szárazföldi fauna a felső 45 m-ből, majd 100, 120, 198, 442 és 971 m mélységközből került elő.

Rétegtani eredményei a következők: 11 m-nél már a Würm-I valószínűsíthető, leggyakoribb vízi fajai: *Pisidium* sp., *Valvata pulchella* (STUD.), *Bithynia leachi* (SHEPP.), *B.* cf. *leachi* (SHEPP.) operculum, *Lithoglyphus naticoides* (FÉR.), *Planorbis leucostoma* (MILL.); jelentősebb szárazföldi alakjai a *Succinea oblonga* DRAP., *S. elegans* RISSO, *Vertigo pygmaea* (DRAP.), *Pupilla muscorum* (L.).

Tovább lefelé felső-pleisztocént jelez a fauna 87 m-ig, mely szakasz sok szintjéből nagyszámú *Valvata pulchella* (STUD.), *V. naticina* (MKE.), *Bithynia leachi* (SHEPP.), *B. leachi* (SHEPP.) operculum, *Lithoglyphus naticoides* (FÉR.) és kisebb számban egyéb fajok kerültek elő. Szárazföldi alakjai a *Succinea oblonga* (DRAP.), *S. elegans* RISSO, *Vertigo pygmaea* (DRAP.), *Pupilla muscorum* (L.), *Vallonia pulchella* (MÜLL.), *Chondrula tridens* (MÜLL.).

87 m-től lefelé már a „*Viviparus böckhi*” szint jelenik meg (kísérőfauna), majd 97 m-nél a *V. böckhi* is előkerült és 102 m-ig gazdag anyagot szolgáltatott e szakasz (középső-pleisztocén alsó része és alsó-pleisztocén—alsó-bihari). Vízi fajok: *Sphaerium* cf. *rivicola* (LAM.), *Theodoxus* cf. *prevostianus* (C. PFR.), *Valvata piscinalis* (MÜLL.), *Viviparus* cf. *böckhi* (HALAV.), *Bithynia tentaculata* (L.) operculum, *B. leachi* (SHEPP.) operculum, *Lithoglyphus naticoides* (FÉR.), *Fagotia* cf. *acicularis* (FÉR.), *Stagnicola palustris* (MÜLL.), *Planorbis* cf. *corneus* (L.), *Planorbis* cf. *spirorbis* (L.), *P. vorticulus* (TROSCH.); szárazföldi fajok: *Succinea elegans* RISSO, *S. pfeifferi* RM., *Vallonia pulchella* (MÜLL.), *Perforatella bidentata* (GMEL.).

102—260 m között kevés a fajok száma, de több szintben igen sok *Bithynia* cf. *leachi* (SHEPP.) operculum, kevesebb *Pisidium* sp., *Valvata pulchella* (STUD.), *Viviparus* cf. *aeceosus* (BOURG.), *Viviparus* sp., *Bithynia tentaculata* (L.) operculum, *B. crassitesta* BRÖMME operculum, *Planorbis planorbis* (L.), *P.* cf. *leucostoma* (MILL.) (vízi fajok) és *Vertigo pygmaea* (DRAP.), *Chondrula tridens* (MÜLL.), *Clausiliidae* sp., *Limacidae* sp., *Zenobiella rubiginosa* (A. SCHM.) (szárazföldi fajok) található.

265—291 m mélységközben van a *Viviparus böckhi*-szint második szakasza a 97—102 m mélységköz faunájával, kiegészülve a *Sphaerium corneum* (L.), *Hydrobia* sp., *Fagotia esperi* (FÉR.), *Limnaea stagnalis* (FÉR.) vízi fajokkal. Szárazföldi alakok nem kerültek elő.

A nagyobb mélységeken (582 m-ig) már csak elszórtan jelentkezik a felsoroltakból néhány vízi és szárazföldi faj, ezt az üledékszakaszt KROLOPP E. még a pleisztocénbe sorolja. E fajokból lejjebb is megtalálható (600—900 m között) a *Pisidium* cf. *clessini* NEUM., *Viviparus* sp., *Bithynia* cf. *leachi* (SHEPP.), *B. crassitesta* BRÖMME operculum, *Lithoglyphus* sp., *Limacidae* sp., ami átmenő jellegüket bizonyítja a pliocén—pleisztocén között (azonos vagy nagyon hasonló térszíni és éghajlati viszonyok). Biztos felső-pleiocént jelez KROLOPP E. szerint a 639 m mélységből előkerült díszített héjú *Unio*-töredék, a 762 m-nél jelentkező ugyancsak díszített héjú *Viviparus*, valamint a 956 m-ben talált *V. dezmannianus* (BRUS.). A 972 m mélységben megjelenő *Aegopsis kormosi* (HALAV.) mind a felső-pannóniai, mind a felső-pleiocén réteggösszetben előforduló faj. Ez a szakasz átmeneti összet a kettő között (lignitrétegek: 2., 3. ábra).

A mikrofauna-vizsgálatokat SZÉLES M. végezte; elég sok helyről kerültek elő Ostracodák, de jelentős számban igen jó megtartású Foraminiferák is. A felső-pleiocén összlet igen szegényes anyagot szolgáltatott, de a negyedidőszaki rétegekben is csak néhány gazdag szakasz adódott. A határt SZÉLES M. 620 m körüli mélységben húzza meg, bár az azonos Ostracoda fajok száma mindkét szakaszban jelentős. E határ közelítően egyezik a szórványos Mollusca és gerinces leletek alapján meghúzott határral.

Az 1000—620 m közötti szakasz leggyakoribb Ostracoda fajai: *Candona parallela* G. W. MÜLLER, *C. protzi* HARTWIG, *C. rostrata* BRADY—NORMAN, *Candona* sp., *Cyclocypris huckei* TRIEBEL, *Cyclocypris* sp.; kisebb számban, ill. elszórtan az *Eucypris* sp., *Darwinula stevensoni* (BRADY—ROB.), *Darwinula* sp., *Candona* cf. *compressa* KOCH, *C. hyalina* BRADY—ROB., *Cyprideis* cf. *litoralis* G. S. BRADY és *Cypronotus* cf. *karasi* KRSTIĆ.

A bemosott Foraminiferákat a tortonai korú *Orbulina suturalis* BRÖNNIMAN, *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *G. cf. tranzitorius* BLOW. és a *Globoquadrina bareomeonensis* LE ROY fajok képviselik.

A pleisztocén összlet Ostracoda faunája elsősorban a *Candona parallela* G. W. MÜLLER, *C. neglecta* G. O. SARS, *C. rostrata* BRADY—NORM., *C. compressa* KOCH, *C. protzi* HARTWIG, *Candona* sp., *Cyclocypris huckei* TRIEBEL, *C. laevis* (O. F. MÜLLER), *Cyclocypris* sp., *Ilyocypris gibba* RAMDOHR, *Ilyocypris* sp., *Limnocythere inopinata* G. S. BRADY, *Limnocythere* sp., *Cytherissa lacustris* G. O. SARS fajokból áll. Elvéve a *Candona balatonica* DADAY, *Paralimnocythere compressa* BRADY—NORM., *Leptocythere baltica* KLIE, *Leptocythere* sp., *Metacypris cordata* BRADY—ROB., *Cyclocypris* cf. *laevis* (O. F. MÜLLER) és *Eucypris* sp. fordult még elő.

A bemosott Foraminiferákat ugyanitt a *Globigerina* sp., *Eponides* sp., *Globorotalia obesa* BOLLI, *Cibicides* sp., *Nonion* sp., *Dentalina* sp., *Rotalia* sp., *Elphidium* sp. és *Nodosaria* sp. fajok képviselik.

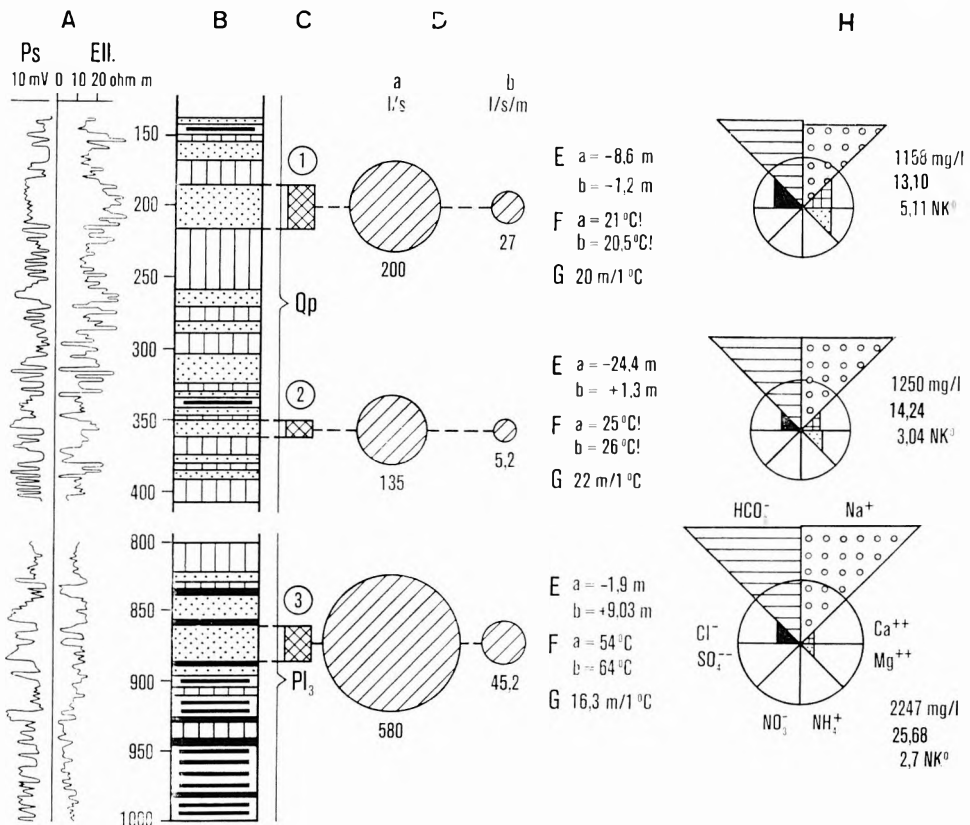
A nagyszámú minta palinológiai vizsgálatát HUTTER E. és MIHÁLTZNÉ FARAGÓ M. végezte.

### Hidrodinamikai vizsgálatok, vízföldtani eredmények

A harántolt összletben három vízadó szint részletes hidrodinamikai kivizsgálását végeztük el külön-külön fúrásban, távolságuk egymástól 6—6 m. Szarvasról és környékéről számos artézi kút adata volt ismert számunkra, ezek azonban csak teljesszelvényű vízkutató fúrások voltak részletes üledékföldtani feldolgozás nélkül, és vízföldtani adataik sem voltak teljesen megbízhatók (szűrőzött mélységek, vízhozamok, nyugalmi és üzemi vízszintek, kifolyó víz és talphőmérséklet stb.). A terület nemcsak földtani, hanem vízföldtani szempontból is átmeneti helyzetben van a Körös-medence és a Tisza-völgy között. A beszűrőzött rétegek kivizsgálását (5., 6. ábra) más-más időpontban végeztük, kizárva így az egymásra hatás lehetőségét. A vizsgálatok kutanként 12 napot igényeltek folyamatosan, ezalatt meghatároztuk a rétegek maximális vízhozamát kompresszorozással (a pozitív kutaknál szabad kifolyással is), az üzemi és nyugalmi vízszintet, a kifolyó víz hőfokát, valamint a rétegekben uralkodó hőviszonyokat. Meghatároztuk a kutak feltöltődés-menetét (utánpótlódási viszonyok), mely adatok a jövőben létesítendő regionális vízművek számára alapvető fontosságúak. A víztermeltetés során több kifolyó és a munkálatok befejezését jelentő reométerezés után 1—1 mélységi vízmintát vettünk a kutakból, melyek vizsgálatát az Intézet Vegyi laboratóriumában BARABÁSNÉ SERÉNYI E. végezte (5. ábra). Az 1. és 2. sz. kút apró- és középszemű pleisztocén



homokrétegeket csapol meg. Vizüknek vegyi jellege megegyezik az Alföld hasonló mélységű rétegeinek vizével, de összes oldottsó-tartalmuk magasabb az átlagnál, ami a viszonylag finomabb szeménység és a közbezárt vastag finomszemcsés kőzetliszt- és agyagrétegek tulajdonítható. A legelső kút (5. ábra 3. sz.) már felső-pliocén homokrétegre települ, vizének vegyi jellege lényegesen eltér az előzőktől (magasabb sótartalom, a Na és  $\text{HCO}_3$  abszolút uralkodó jellege), ezenkívül gáztartalma is jelentős volt (3. táblázat). E gázos réteg érdekessége, hogy a kút felcsövezése után felszínközeli termeltetés során a nyugalmi szintnél magasabb üzemi vízszintállásnál a vízhozam megközelítette a maximális értéket (500, 580 l/p; 5., 6. ábra), ami a nagymennyiségű gáz következménye (kb. 1/3 rész gáz). Ilyet tapasztaltunk az egykori 3. sz. kutunknál is, amely szintén felső-pliocén réteget csapolt meg<sup>1</sup>és

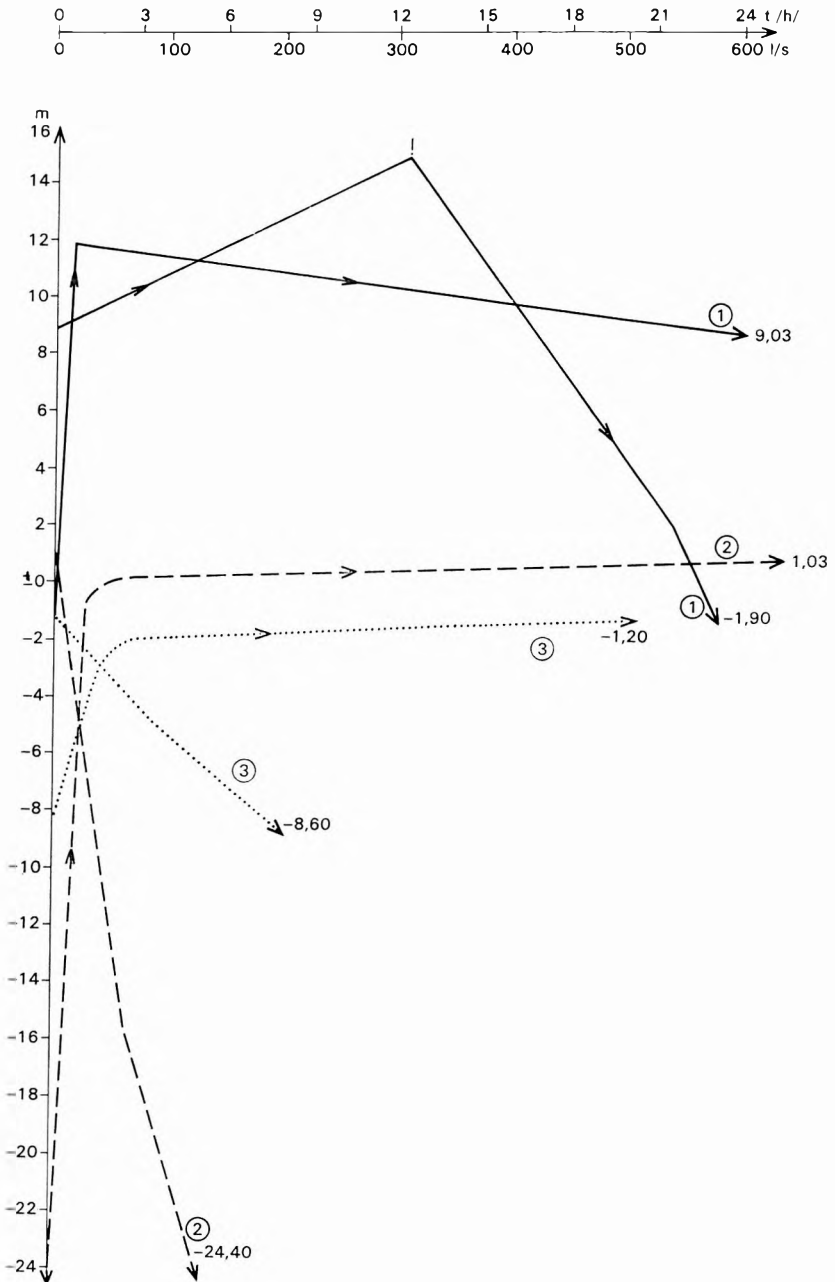


5. ábra. A fúrás hidrodinamikailag vizsgált rétegeinek vízföldtani adatai

A = Geofizika; B = rétegsor; C = szűrőzött szakaszok; D = vízhozamok: a) maximális, b) fajlagos; E = vízszintek: a) üzemi, b) nyugalmi; F = hőfok: a) kifolyó, b) mélyégi; G = geotermikus gradiens; H = a víz vegyi jellege, Than-féle eé.%, összes oldott só, lúgosság, keménység

Fig. 5. Hydrogeological data yielded by the hydrodynamic test of water-bearing beds in the borehole

A = Geophysical measurement; B = rock sequence; C = filtered intervals of the borehole; D = water yields: a) maximum, b) specific; E = ground-water levels: a) pumping, b) static; F = temperature: a) overflowing water, b) water in borehole; G = geothermal gradient; H = the hydrochemical character of water, Than's chemical equivalent percentage, total dissolved solids content, alkalinity, hardness



6. ábra. A fúrás hidrodinamikailag vizsgált rétegeinek vízhozam- és feltöltődésgörbéi  
 1—3.: Az 5. ábrán megjelölt beszűrőzött szakaszok. ! = gázosság

Fig. 6 Curves of water yield and re-establishment of the water level as observed in the  
 beds tested hydrodynamically in borehole Sz — 1  
 1—3: Filtered intervals as shown in Fig. 5. ! = gas content

## 3. táblázat

## A 3. sz. réteg (kút) vizéből vett gázminta elemzése

	Térfogat%	g/m <sup>3</sup>
Metán C <sub>1</sub>	90,72	649,55
Etán + nehezebbek C <sub>2</sub> +	0,21	2,84
Szén-dioxid CO <sub>2</sub>	5,14	101,61
Nitrogén N <sub>2</sub>	3,93	49,16
Oxigén O <sub>2</sub>	0,00	0,00
	100,00	803,16

*Mintavevő és elemző:* Nagyalföldi Kőolaj- és Földgázbányászati Ipari Laboratórium szolnoki üzeme

hasnólóan metángázos volt (FRANYÓ F. 1979a). A gáztartalom a lignites—mocsári szintes rétegek szerves anyagának bomlásából származik, hőhatását a geotermikus viszonyok tükrözik (16,3 m/1 °C, 5. ábra).

A nyomás nagyobb mint keletebbre a Körös-medencében, de kisebb mint a Tisza-völgy alatt (FRANYÓ F. 1977b, 1978b, 1979b), ez a terület közbenső helyzetéből adódik.

Feltűnő, hogy a felső rétegben (5. ábra 1. sz.) mért hőmérséklet (talphő) alacsonyabb, mint a felszínen mért kifolyó víz hőmérséklete, a középsőnél (5. ábra 2. sz.) pedig csak 1 °C-kal nagyobb a rétegben mért hőmérséklet a kifolyó vizénél. Ennek magyarázata az, hogy a viszonylag kis vízhozamot szolgáltató kutak nem nagy mélységből érkező hideg vagy langyos vizét a termeltetés során a kompresszor melegebb levegője átkeveri, felfűti, így a víz nem hűl le míg a felszínre érkezik. Minél nagyobb mélységből érkezik a víz és minél bővebb a hozama, e felmelegítő hatás annál inkább csökken, s az 500–600 m-ből érkező vizeknél már elhanyagolható.

## IRODALOM

- DOBOS I. 1965: Az Alföld levantei képződményeinek rétegtani vizsgálata és vízföldtani jellemzése. — Földt. Közl. 95. pp. 230–239.
- ELEK I. 1979: A kunadaci Ka-3, kerekegyházi Ke-3 és kecskeméti Ke-3. sz. perspektivikus kutató fúrások mikromineralógiai vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1977-ről, pp. 113–120.
- ERDÉLYI M. 1973: Magyarország vízföldtani tájai. — Hidr. Közl. 51. pp. 143–155.
- FRANYÓ F. 1977a: Az erdőtelki Et-1. sz. kutatófúrás földtani és vízföldtani eredményei. — Földt. Int. Évi Jel. 1975-ről, pp. 99–112.
- FRANYÓ F. 1977b: Jelentés a dévaványai perspektivikus fúrások munkálatairól, földtani és vízföldtani eredményeiről. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- FRANYÓ F. 1978a: A hevesvezekényi Hv-1. sz. alapfúrás földtani és vízföldtani eredményei. — Földt. Int. Évi Jel. 1976-ről, pp. 131–154.
- FRANYÓ F. 1978b: Jelentés a vésztoói perspektivikus fúrások munkálatairól, földtani és vízföldtani eredményeiről. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- FRANYÓ F. 1979a: Az Egyek-1. sz. kutatófúrás földtani és vízföldtani eredményei. — Földt. Int. Évi Jel. 1977-ről, pp. 85–111.
- FRANYÓ F. 1979b: Jelentés a komádi perspektivikus fúrások 1979. évi munkálatairól. — Földt. Int. Adattár, kézirat.

- FRANYÓ F. 1980: Újabb felszínfejlődéstörténeti és vízföldtani eredmények a Duna–Tisza közti kutatófúrások alapján. — Földr. Ért. 4. pp. 409–443.
- GEDEONNÉ RAJETZKY M. 1973: A Mindszenti és csongrádi kutatófúrások mikromineralógiai vizsgálata, különös tekintettel a lehordás egykori irányaira. — Földt. Int. Évi Jel. 1971-ről, pp. 169–184.
- GEDEONNÉ RAJETZKY M. 1976a: Adatok az Észak-Alföld üledékösszetételének ismeretéhez. — Földt. Int. Évi Jel. 1973-ról, pp. 181–194.
- GEDEONNÉ RAJETZKY M. 1976b: Pliocénvégi-negyedkori üledékciklusok mikromineralógiai spektruma a Szarvas-1. sz. fúrásban. — Földt. Int. Évi Jel. 1974-ről, pp. 171–183.
- JASKÓ S. 1976: A Pannóniai-medence besüllyedése és feltöltődése a neogénben. — Földt. Int. Évi Jel. 1973-ról, pp. 133–146.
- KÖRÖSSY L. 1957: A Tiszántúl mélyföldtani és ősföldrajzi viszonyai a kőolajkutatás szempontjából. — Bány. Koh. L. 90. pp. 491–503.
- KRETZOI M. 1969: A magyarországi quarter és pliocén szárazföldi biosztratigráfiájának vázlata. — Földr. Közlem. Új folyam. 17. pp. 179–204.
- KRETZOI M. — KROLOPP E. 1972: Az Alföld harmadkor végi és negyedkori rétegtana az őslénytani vizsgálatok alapján. — Földr. Ért. 21. pp. 133–158.
- KROLOPP E. 1976a: Alföldi mélyfúrások Zsigmondy–Halaváts-féle Mollusca anyagának revíziója. I. — Földt. Int. Évi Jel. 1973-ról, pp. 195–218.
- KROLOPP E. 1976b: Alföldi mélyfúrások Zsigmondy–Halaváts-féle Mollusca anyagának revíziója. II. — Földt. Int. Évi Jel. 1974-ről, pp. 133–156.
- MIHÁLTZ I. 1953: Az Alföld negyedkori üledékeinek tagolódása. — MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl. pp. 101–117.
- MOLNÁR B. 1964: Magyarországi folyók homoküledékeinek nehézsárvány-összetétel vizsgálata. — Hidr. Közl. 44. pp. 347–355.
- MOLNÁR B. 1966: Lehordási területek és irányok változásai a Dél-Tiszántúlon a pliocénben és a pleisztocénben. — Hidr. Közl. 46. pp. 121–127.
- MOLNÁR B. 1973: Az Alföld harmadidőszak-végi és negyedidőszaki feltöltődési ciklusai. — Földt. Közl. 103. pp. 294–310.
- MOLNÁR B. 1977: A délkelet-alföldi fiatal harmad- és negyedidőszaki vízázó homokrétegek üledéktani vizsgálata. — Kézirat, 29 p. Szeged.
- RÓNAI A. 1972: Negyedkori üledékképződés és éghajlattörténet az Alföld medencéjében. — Földt. Int. Évk. 61. 1. 335 p.
- RÓNAI A. 1975: Adatok az Alföld negyedkori vízázó rétegeiről. — Földt. Közl. 105. pp. 275–296.
- RÓNAI A. — SZEMETHY A. 1979: Az Alföld-kutatás újabb eredményei. Paleomágneses vizsgálatok laza üledékekben. — Földt. Int. Évi Jel. 1977-ről, pp. 67–83.
- URBANCSEK J. 1960: Az alföldi artézi kutak fajlagos vízhozama és abból levonható vízföldtani és ősföldrajzi következtetések. — Hidr. Közl. 40. pp. 398–403.
- URBANCSEK J. 1965: Az Alföld negyedkori földtani képződményeinek mélyszerkezete. — Hidr. Közl. 45. pp. 111–124.
- SÜMEGHY J. 1944: A Tiszántúl I.–II. — Magy. Tájak Földt. Leír. 6. 207 p. + 63 szelv.
- SÜMEGHY J. 1953: Medencéink pliocén és pleisztocén rétegtani kérdései. — Földt. Int. Évi Jel. 1951-ről, pp. 83–107.

GEOLOGICAL AND HYDROGEOLOGICAL RESULTS  
OF KEY BOREHOLE SZARVAS 1  
(GREAT HUNGARIAN PLAIN)

by  
F. FRANYÓ

This 1000-m-deep key borehole was sunk in the central part of the Great Hungarian Plain, under a long-term research project launched in 1964. The completely cored borehole has recovered an unbroken Pleistocene profile and an almost complete sequence of Upper Pliocene to Levantine lacustrine-fluvial deposits. Through the many-sided sedimentological and palaeontological examination of core samples, a sedimentological and palaeogeographical reconstruction of the late Tertiary—Quaternary period was aimed at (Fig. 1, Table 1). Another goal was set by the need for hydrogeological investigation involving hydrodynamic tests of three water-bearing horizons.

From the Pannonian on, the sedimentary accumulation was continuous and thus it produced a continuous succession of beds controlled by a steady but periodically accelerated basin subsidence. According to sedimentological and palaeontological evidence, the lower part of sequence (1000—512 m) belongs to the Upper Pliocene and the upper part represents the Pleistocene (Fig. 2). The sequence of sediments is rhythmic with sands followed by argillaceous rocks (Fig. 3). Some thicker arenaceous accumulations were produced by river sedimentation that became stronger after the zone had subsided. Silts and clays, intercalated with numerous swamp deposits and lignite seams, from complexes produced by very slow lacustrine to alluvial (flood plain) sedimentation (Fig. 4). The climate during the late Pliocene was warmer than in Pleistocene time, however, the former testifies to the existence of longer dry periods and the scarcity of well-preserved fossils explainable thereby. The Pleistocene sedimentation was more rapid and a larger amount of coarse detritus was eroded off and accumulated in consequence of tectonic movements and climatic changes. The source area of the detritus transported by the Palaeo-Körös rivers was the Transylvanian Central Mountains (Apuseni Mountains, Romania). Nevertheless, according to micromineralogical data, the northern zone of what is now the Great Hungarian Plain cannot be excluded as an adjoining source (Palaeo-Tisza and its tributaries).

The hydrogeological conditions are shown in Figs. 5 and 6. The data are in accordance with those measured in the neighbouring zones. The water of the lowermost aquifer is highly gaseous (Table 3), a fact that accounts for a decay of the embedded organic matters. In addition, high temperatures have been recorded from that horizon (Fig. 5).

## BIOSZTRATIGRÁFIAI VIZSGÁLATOK AZ ALFÖLDI FLISKÉPZŐDMÉNYEKRŐL

BÁLDINÉ BEKE MÁRIA — HORVÁTH MÁRIA\* — NAGYMAROSY ANDRÁS\*

Az alföldi flismedencéből nannoplankton- és Foraminifera-vizsgálato-  
kat végeztünk szénhidrogén-kutató mélyfúrások magmintáiból. 52 mintá-  
ból 20 tartalmazott nannofossziliákat, 14 izapolható mintából egyben volt  
plankton és bentosz Foraminifera.

Öslénytani vizsgálataink révén megerősítést nyert SZEPESHÁZY-nak  
(1973) azon megállapítása, hogy a tiszántúli flisterület mélyebb — kréta,  
paleocén, alsó-eocén — tagjai gyakorlatilag fossziliamentesek, értékelhető  
mikrofosszilia-együtteseket csak a középső-eocénnél fiatalabb, valószínű-  
leg kis képződési mélységű rétegek tartalmaznak.

Kimutattuk az NP 18. zónát, mely hazánkban és az Erdélyi-medencé-  
ben egyaránt nyomozható, az NP 21, ill. P 18. zónát, melynek jelenléte a  
szolnok—máramarosi flisvályúban bizonyítékkal szolgál arra, hogy a litoló-  
giailag rendkívül hasonló erdélyi nagyilondai rétegek és az észak-magyar-  
országi Tardi Agyag Formáció között ténylegesen fennállhatott a tengeri  
kapcsolat.

Az 1978—79-es év folyamán nannoplankton- és Foraminifera-vizsgálato-  
kat végeztünk néhány, az alföldi flisterületen mélyült szénhidrogén-kutató  
fúrás maganyagán. 16 db minta az OKGT gyűjteményéből, a többi a MÁFI  
gyűjteményéből származik.

Az egyes minták rendelkezésünkre álló mennyisége, a fúromag nagysága  
nem tette lehetővé, hogy makroszkóposan megállapíthassuk: mintáink valóban  
flisüledékek-e vagy sem. A flis legjellemzőbb makroszkópos közettani vonása,  
a lentről felfelé fokozatosan csökkenő szemcsenagyságú ciklusok ismétlődése  
csak egy legalább 1,0—1,5 m hosszú fúromagon lenne tanulmányozható, ilyen  
azonban nem állt rendelkezésünkre. (Természetesen nem általában a flis jelen-  
létét akarjuk megkérdőjelezni ezen a területen, hanem arra akarunk rámutatni,  
hogy nem nyert bizonyítást vizsgált mintáink flis- vagy turbidit-mivolta.)

A teljes megvizsgált maganyagból mindössze 14 mintát lehetett Foramini-  
fera-vizsgálat céljából leiszapolni, ezek közül csak egy tartalmazott Foramini-  
fera faunát. Nannoplanktonra 52 mintát vizsgáltunk meg, melyekből 32 nem  
tartalmazott nannofossziliákat.

\* ELTE Földtani Tanszék, Budapest

## A flisösszlet biosztratigráfiai vizsgálatának eddigi eredményei és azok újraértékelése

Az Alföldön megismert kréta — terciér flisképződmények Foraminifera faunáit legteljesebben SZEPESHÁZY K. (1973) foglalta össze, felhasználva MAJZON L. (1966), KURUCZNÉ SIDÓ M. (1969) dolgozatainak és az OKGT adattárának adatait. Az alábbiakban röviden áttekintjük ezen vizsgálati eredményeket, főleg a plankton Foraminifera-zonáció (BOLLI 1966, BLOW 1969) és a hazai terciér biosztratigráfiai eredmények tükrében.

A felső-krétának minősített faunák (és képződmények) korában nincs okunk kételkedni, főleg a Globotruncanák előfordulási gyakorisága alapján. A leírt faunákban uralkodók a kréta végén kihalt taxonok, melyek fiatalabb képződményekben csak allochton elegyrészként ismertek.

Az alsó-paleogénként (paleocén—alsó-eocén) értékelt, főleg agglutinált fajokat tartalmazó faunák (Hajdúszoboszló 29. sz. f. 1396 m; Balmazújváros 1. sz. f. 1535 m alatt; Józsa 2. sz. f. 1846 m) flisjellegűek (vö. SAMUEL 1977), hasonlók KURUCZNÉ SIDÓ M. (1969) által az ÉK-Kárpátok belső flisövéből leírt, plankton is tartalmazó, uralkodóan agglutinált taxonokból álló faunákhoz.

Biztosan középső-eocén képződményt jelez a Nagykőrű 1. sz. (2283—2285 m), Ebes 5. sz. (1640—1643 m), Nádudvar 4. sz. (1887—1903 m) fúrásokból leírt fauna, főleg az Acarininák, illetve a *Truncorotaloides topilensis* alapján, bár az Ebes 5. sz. fúrás jelzett mintájában leírt *Globigerina ampliapertura* a korbesorolást megkérdőjelezheti. E taxon csak a priabonaiban, a P 17. zóna bázisán (BLOW 1969) jelenik meg. A faunalistákban jelzett *Globigerina bulloides* és *Gg. triloba* rétegtani szempontból nem használható, a jelenlegi nomenklátúra szerint a Subbotina-félék és az erősen pórusos Globigerinák képviselik ezt az alakkört.

A bentosz asszociációk és egyes formák együttes előfordulása [*Asterigerina rotula*, *Mississippiina* (= *Stomatorbina*) *concentrica*, *Cylindroclavulina rudislostia*, *Uvigerina multistriata*] a felső-eocénbe tartozást igazolják a Hajdúszoboszló 5. sz. (1382—1386 m) és a Kengyel 1. sz. (1960—1962,5 m) fúrás esetében.

A Debrecen 2. sz. fúrás 1486—1489 m közti mintájának korát vékonyciszolati határozás alapján (KÖVÁRY in SZEPESHÁZY 1973) lutéciainak is vélhetjük. A leírt formák közül a *Truncorotaloides rohri* és a *T. topilensis* lutéciaiban, főleg a P 13. zónában karakterisztikus. Ugyancsak lutéciaira utal a *Globigerina kugleri* (helyesen *Globigerapsis kugleri*) faj is. MAJZON L. (1966) ugyanezt a mintát, iszapolási maradékban vizsgálva, rupéliainak tartotta, részletesen nem ismertetett agglutinált Foraminifera fauna alapján. Véleményének helyességét az alábbi újabb nannoplankton-vizsgálat megerősíti.

### A minták részletes biosztratigráfiai vizsgálati eredményei

A következőkben mintánként adjuk meg a meghatározásra került fosszilis Foraminifera és nannoplankton fajok listáját. Makroszkóposan röviden jellemezzük a befogadó kőzetminőséget, megadjuk az ősmaradványok alapján valószínűsíthető kort. Az egyes fajok mellett feltüntetjük félkvantitatív mennyiségi viszonyait, az alábbi jelzéssel: R = ritka, K = kevés, A = általános, S = sok.

Az alább felsorolt fúrómagminták teljesen fossziliamentesnek bizonyultak (a magok leírása az OKGT Adattárában visszakereshető):

Fegyvernek: Fv-K-1/11\*, 18., 19.; Fv-K-3/6., 7.; Fv-1/19.  
 Püspökladány: Pü-11/5.  
 Tiszapüspöki: Tip-1/11.  
 Hajdúszoboszló: Hsz-3/7., 11.; Hsz-6/9.; Hsz-25/7.; Hsz-61/5.  
 Szolnok-Hajtótanya: SzH-7/25.  
 Hajdúhadház: Had-1/7., 9.  
 Nyírlugos: Nyíl-1/11., 12., 13., 14., 16.  
 Nyírmártonfalva: Má-1/8., 9., 10., 13., 14.  
 Debrecen: Dá-1/1634,4—1645,2 m.  
 Törtel: Tö-2/14.; Tö-3/15.; Tö-6/14.; Tö-7/25. 26

A következőkben felsorolásra kerülő magminták gyéren vagy alig tartalmaztak nannoplanktont:

Hajdúszoboszló: Hsz-15/2.; Hsz-34/7.; Hsz-3/8., 9.; Hsz-9/8.  
 Hajdúhadház: Had-1/6  
 Nyírmártonfalva: Má-1/5.  
 Fegyvernek: Fv-K-1/19., 20.

Az ezekben előforduló fajok összesített listája a következő:

*Reticulofenestra bisecta* (HAY et al.)  
*R. placomorpha* (KAMPTNER)  
*Coccolithus pelagicus* (WALLICH)  
*Cyclicargolithus floridanus* (ROTH et HAY)  
*Cyclococcolithina formosa* (KAMPTNER)  
*Sphenolithus moriformis* (BRÖNNIMANN et STRADNER) BRAMLETTE et WILCOXON  
*Lanternithus minutus* STRADNER

Ezek a fajok a középső-eocéntól az alsó-oligocénig, ill. részben a felső-oligocénig terjedő fajlétjükkal viszonylag nagy időintervallumot fognak át, mivel azonban egy-egy mintában ezek közül legfeljebb 1–2 faj egy-egy példánya szerepelt együtt, pontosabb kort nem tudtunk megállapítani.

Jól értékelhető nannoflórákat tartalmaztak az alábbi fúrómagok:

Hajdúszoboszló, Hsz-15/3. (1219,5—1224,5 m)	
<i>Coccolithus pelagicus</i> (WALLICH) SCHILLER	2 db
<i>Reticulofenestra bisecta</i> (HAY et al.)	1 db
<i>Cyclicargolithus floridanus</i> (ROTH et HAY)	1 db
<i>Cyclicargolithus</i> sp. ind.	1 db
Krétából áthalmazott faj:	
<i>Watznaueria barnesae</i> (BLACK)	1 db
K o r : valószínűleg egerien.	
Hajdúszoboszló, Hsz-15/4. (1385,0—1390 m)	
<i>Coccolithus pelagicus</i> (WALLICH) SCHILLER	1 db
<i>Reticulofenestra bisecta</i> (HAY et al.)	3 db
<i>Reticulofenestra</i> sp.	4 db
<i>Cyclicargolithus abisectus</i> (MÜLLER)	1 db
<i>C. floridanus</i> (ROTH et HAY)	1 db

\* KÖVÁRY J. szíves közlése és az adattár tanúsága szerint az OKGT-től kapott „flismin-ták” között a Sza-11/1. és a Fv-K-1/11. sz. magok kora alsó-pannóniai, míg a Hsz-6/5. sz. magé szarmata.



Eocénből áthalmozott fajok:

*Cyclococcolithina* sp. 2 db  
*Sphenolithus* cf. *spiniger* BUKRY 1 db

Krétából áthalmozott faj:

*Watznaueria barnesae* (BLACK) 1 db

K o r : középső — felső-oligocén, NP 24 — 25.

Hajdúszoboszló, Hsz-15/5. (1447 — 1450 m)

Világosszürke, csillámos, aleuritós finomszemű homokkő és szürke, csillámos, agyagos aleurit váltakozása. A fúrónag erősen tektonizált, a réteglemezek közelítőleg 90°-os dőlésszögűek.

*Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER R  
*Reticulofenestra bisecta* (HAY et al.) (II. tábla 7 — 9.) S  
*R. lockeri* MÜLLER R  
*R. cf. lockeri* MÜLLER R  
*Cyclicargolithus abisectus* (MÜLLER) R  
*C. floridanus* (ROTH et HAY) A  
*Helicopontosphaera recta* (HAQ) R  
*Sphenolithus ciperoensis* BRAMLETTE et WILCOXON R  
*Sph. distentus* (MARTINI) (II. tábla 3 — 4.) R  
*Sph. predistentus* BRAMLETTE et WILCOXON (II. tábla 1 — 2., 5 — 6.) R  
*Sph. moriformis* (BRÖNNIMANN et STRADNER) BRAMLETTE et WILCOXON S  
*Zygrablithus bijugatus* (DEFLANDRE) R

Eocénből áthalmozott fajok:

*Discoaster* cf. *nodifer* BRAMLETTE et RIEDEL R  
*Fasciculithus involutus* BRAMLETTE et SULLIVAN R  
 Krétából áthalmozás K

K o r : középső — felső-oligocén NP 24.

Hajdúszoboszló Hsz-9/11. (1502 — 1502,5 m)

*Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER R  
*Reticulofenestra bisecta* (HAY et al.) R  
*Reticulofenestra* sp. (II. tábla 13.) S  
*Cyclicargolithus floridanus* (ROTH et HAY) R  
 ? *Rhabdolithus* sp. (II. tábla 10 — 12.) K  
 ? *Discolithina pygmaea* LOCKER (II. tábla 13.) S  
*Zygrhablithus bijugatus* (DEFLANDRE) (II. tábla 14.) R

K o r : valószínűleg középső — felső-oligocén NP 23 — 24.

Hajdúszoboszló Hsz-17/5. (1344 — 1346 m)

Világosszürke, agyagmárgás aleurit, erősen tektonizált.  
*Coccolithus eopelagicus* (BRAMLETTE et RIEDEL) R  
 ? *C. cf. marismontium* BLACK R  
*C. pelagicus* (WALLICH) SCHILLER (II. tábla 20.) K  
*Reticulofenestra bisecta* (HAY et al.) S  
*R. hillae* BUKRY et PERCIVAL R  
*R. cf. lockeri* MÜLLER A  
*Cyclicargolithus floridanus* (ROTH et HAY) A  
*Cyclococcolithina formosa* (KAMPTNER) K  
*Ellipsolithus subdistichus* (ROTH et HAY) R  
*Sphenolithus moriformis* (BRÖNNIMANN et STRADNER) BRAMLETTE  
 et WILCOXON (II. tábla 19.) S  
*Braarudosphaera bigelowi* (GRAN et BRAARUD) R  
*Zygrablithus bijugatus* (DEFLANDRE) S  
*Lanternithus minutus* STRADNER tömeges  
 Krétából áthalmozás R

K o r : alsó-oligocén NP 21 (22 ?)

## Foraminifera fauna:

<i>Rhabdammina</i> sp.	R
<i>Glomospira charoides</i> (PARKER et JONES)	R
<i>Dentalina inornata</i> (D'ORBIGNY)	R
<i>Nodosaria scalaris</i> (BATSCH)	R
<i>Neobulimina budensis</i> (HANTKEN)	R
<i>Bulimina alsatica</i> (CUSHMAN et PONTON)	R
<i>Praeglobobulimina</i> sp.	R
<i>Uvigerina eocaena</i> GUÉMBEL	K
<i>U. multistriata</i> HANTKEN	R
<i>Asterigerinata falcilocularis</i> (SUBBOTINA)	R
<i>Sagrina</i> sp.	R
<i>Globigerina ampliapertura</i> BOLLI	A
<i>Gg. officinalis</i> SUBBOTINA	A
<i>Gg. ouachitaensis ouachitaensis</i> (HOWE et WALLACE)	K
<i>Gg. ouachitaensis gnaucki</i> BANNER et BLOW	R
<i>Gg. praebulloides praebulloides</i> BLOW	A
<i>Gg. tapuriensis</i> BANNER et BLOW	A
<i>Gg. tripartita</i> KOCH	K
<i>Subbotina angiporoides</i> (HORNIBROOK)	A
<i>S. linaperta</i> (FINLAY)	K
<i>Globigerinita dissimilis dissimilis</i> (CUSHMAN et BERMUDEZ)	A
<i>Gn. gortanii gortanii</i> (BORSETTI)	K
<i>Gn. martini scandretti</i> BANNER et BLOW	K
<i>Gn. unicava primitiva</i> BANNER et BLOW	K
<i>Turborotalia increbescens</i> (BRADY)	R
<i>Globorotaloides suteri</i> BOLLI	K
<i>Planulina costata</i> (HANTKEN)	K
<i>Pullenia bulloides</i> (d'ORBIGNY)	R
<i>P. quinqueloba</i> (REUSS)	R
<i>Gyroidina girardana</i> (REUSS)	R
<i>G. soldanii</i> (ORBIGNY)	R
<i>Osangularia umbonata</i> (REUSS)	R
<i>Anomalina affinis</i> (HANTKEN)	R
<i>A. cryptomphala</i> (REUSS)	R
<i>Cibicoides ungerianus</i> (ORBIGNY)	K

K o r : alsó-oligocén P 18.

## Hajdúszoboszló Hsz-13/9. (1319—1323 m)

Világoszöld, fehér, bontott riolittufa, ép biotitpikkelyekkel, benne 1 db  
2 mm-es kvarcít kavicsal.

<i>Reticulofenestra</i> sp.	1 db
<i>R. bisecta</i> (HAY et al.)	1 db
<i>Cyclococcolithina hirsuta</i> (MÜLLER)	1 db

K o r : középső-oligocén mélyebb része, NP 23 (amennyiben nem áthalmozott).

## Szandaszőlős Sza-11/1 (1679,5—1684 m)

Világosszürke, csillámos, finomhómos, agyagos aleurit.

<i>Coccolithus pelagicus</i> (WALLICH) SCHILLER	K
<i>Reticulofenestra bisecta</i> (HAY et al.)	K
<i>R. cf. lockeri</i> MÜLLER	R
<i>Cyclicargolithus floridanus</i> (ROTH et HAY)	K
<i>Cyclococcolithus gammation</i> (BRAMLETTE et SULLIVAN)	R
<i>Cyclococcolithina reticulata</i> GARTNER et SMITH	R
<i>Discolithina plana</i> (BRAMLETTE et SULLIVAN)	R
<i>Sphenolithus moriformis</i> (BRÖNNIMANN et STRADNER) BRAMLETTE et WILCOXON	K
<i>Sph. radians</i> DEFLANDRE	R
<i>Chiasmolithus amaruensis</i> (DEFLANDRE)	R
Krétából áthalmozás	S

K o r : felső-eocén NP 18?

## Tiszapüspöki Tip-4/7 (2119–2122 m)

Szürke, aleuritos, finomszemű homokkő, tektonikusan préselt lapokkal átjárva.

<i>Coccolithus pelagicus</i> (WALLICH) SCHILLER	K
<i>C. rupeliensis</i> MÜLLER	R
<i>Reticulofenestra bisecta</i> (HAY et al.)	K
<i>R. lockeri</i> MÜLLER	R
<i>Cyclicargolithus floridanus</i> (ROTH et HAY)	A
<i>Discolithina pulchra</i> (DEFLANDRE)	R
<i>D. pygmaea</i> LOCKER	R
<i>Sphenolithus distentus</i> (MARTINI)	R
<i>Sph. moriformis</i> (BRÖNNIMANN et STRADNER) BRAMLETTE et WILCOXON	K
<i>Sph. predistentus</i> BRAMLETTE et WILCOXON	R
<i>Sphenolithus</i> sp.	R
<i>Braarudosphaera bigelowi</i> (GRAN et BRAARUD)	R
<i>Triquetrorhabdulus carinatus</i> MARTINI	R
<i>Lanternithus minutus</i> STRADNER	A

Középső-eocénből áthalmozás:

<i>Cyclococcolithina formosa</i> (KAMPTNER)	R
<i>C. reticulata</i> GARTNER et SMITH	R
<i>Neococcolithes dubius</i> (DEFLANDRE)	R
<i>Sphenolithus anarrophus</i> BUKRY et BRAMLETTE	R
Krétából áthalmozás	S

K o r : középső-oligocén — felső-oligocén határa NP 24.

## Debrecen Dá-I. (1645,2–1651,8 m, kincstári)

<i>Coccolithus pelagicus</i> (WALLICH) SCHILLER	A
<i>Reticulofenestra bisecta</i> (HAY et al.) (II. tábla 21.)	A
<i>R. lockeri</i> MÜLLER	R
<i>Helicopontosphaera</i> sp. ind.	R
<i>Cyclicargolithus floridanus</i> (ROTH et HAY)	R

Eocénből áthalmozott faj:

<i>Cyclococcolithina formosa</i> (KAMPTNER)	R
---	---

Krétából áthalmozott faj:

<i>Watznaueria barnesae</i> (BLACK)	R
-------------------------------------	---

K o r : középső — felső-oligocén NP 24–25.

## Debrecen D-2/18 (1475–1480 m)

<i>Coccolithus pelagicus</i> (WALLICH)	4 db
<i>Reticulofenestra bisecta</i> (HAY et al.)	4 db
<i>R. lockeri</i> MÜLLER (II. tábla 17.)	1 db
<i>Cyclicargolithus floridanus</i> (ROTH et HAY) (II. tábla 16.)	5 db
<i>C. abisectus</i> (MÜLLER) (II. tábla 15.)	1 db
<i>Sphenolithus moriformis</i> (BRÖNNIMANN et STRADNER) BRAMLETTE et WILCOXON	1 db

Eocénből áthalmozott faj:

<i>Cyclococcolithina formosa</i> (KAMPTNER)	1 db
---	------

Krétából áthalmozott fajok:

<i>Watznaueria barnesae</i> (BLACK)	6 db
<i>Zygolithus diplogrammus</i> DEFLANDRE	1 db

K o r : középső — felső-oligocén NP 24–25.

## Debrecen D-2/19 (1486–1489 m)

<i>Coccolithus pelagicus</i> (WALLICH)	2 db
<i>Reticulofenestra bisecta</i> (HAY et al.)	1 db
<i>Cyclicargolithus floridanus</i> (ROTH et HAY) (II. tábla 18., 22.)	12 db
<i>C. cf. abisectus</i> (MÜLLER)	1 db
<i>Sphenolithus moriformis</i> (BRÖNNIMANN et STRADNER) BRAMLETTE et WILCOXON	2 db

Eocénből áthalmozott fajok:

*Chiasmolithus* sp. (? *Ch. grandis* BRAMLETTE et RIED.)

1 db

*Cyclococolithina formosa* (KAMPTNER)

2 db

Krétából áthalmozott faj:

*Cretarhabdus* sp.

1 db

K o r : középső—felső-oligocén NP 24—25.

## Biosztratigráfiai értékelés

### *Nannoplankton-sztratigráfia*

Az előbbieken részletezett eddigi eredmények alapján indokoltnak látszott, hogy az alsó-krétától a középső-oligocénig terjedő időszak nannoplankton-zonációit használjuk fel a minták szintezésére (THIERSTEIN 1973, MARTINI 1970, BUKRY 1973). Az 52 vizsgált minta között kréta és paleocén korú nem akadt, de a számos, faunát és flórát nem tartalmazó minta között természetesen lehet középső-eocénnél idősebb üledék is. Talán éppen azzal lenne magyarázható ezeknek a mintáknak a fossziliamentes volta, hogy elsősorban a felső-krétában, a paleocénben és a mélyebb eocénben tétélezünk fel igazi flisüledékgyűjtőt ezen a területen (vö. SZEPESHÁZY 1973). A flisképződés mai mélységviszonyai mellett elképzelhető, hogy a karbonátvázú, amúgy is könnyen oldódó mikrofossziliák feloldódtak még teljes betemetődésük előtt. (SZEPESHÁZY a mélyebb paleogén üledékeire 2000 m-nél nagyobb képződési mélységet valószínűsít.)

Itt jegyezzük meg, hogy tágabb környezetből intenzív kréta nannoplankton-áthalmozást észleltünk a Sza-11/1, Hsz-15/3, 4, D-2/18, 19. sz. magmintákban, melyek kora már a késő paleogénre tehető.

A vizsgált mintaanyag legidősebbnek gyanítható mintája a Sza-11/1. sz. magminta, amely MARTINI Standard Tercier Nannoplankton Zonációjának NP 18. zónájába esik (középső-eocén teteje vagy inkább felső-eocén alja). Ennél természetesen fiatalabb is lehet valamivel (néhány más mintában is észlelhető áthalmozás mélyebb eocénből). A legfiatalabbnak tűnő faj, a *Reticulofenestra* cf. *lockeri* két példánya alapján azonban nem tartottuk volna biztonságosnak az NP 23. zónáig, mint lehetséges legfiatalabb zónáig kiterjeszteni a minta korát.

Egészen bizonyosan a legmélyebb oligocénbe sorolhatjuk a Hsz-17/5. sz. magmintát, amelynek nannoflórája leginkább MARTINI NP 21. zónájába illeszthető be. (Az NP 22. zóna jelenléte sem zárható ki teljes bizonyossággal, de lokális analógiák alapján az *Ellipsolithus subdistichus* faj fellépése inkább az NP 21. zónára jellemző.) A mélyebb oligocén korra utal a *Lanternithus minutus* faj nagy abundanciája is.

A Hsz-13/9. tufitos, kvarckavicsos kifejlődésű magmintában összesen 3 db nannofosszília gyaníthatóan bemosott, áthalmozott forma. Amennyiben ettől a feltételezéstől eltekintünk, kora a *Cyclococolithus hirsutus* faj alapján jól rögzíthető a rupéli emelet mélyebb részében, MARTINI NP 23. zónájában.

A késő oligocén kor nannoflórájából két együttest tanulmányozhattunk a Tip-4/7, D-2/18., 19., Dá-I. és a Hsz-15/5., 4., 3. sz. magminták anyagából. A Hsz-15/5. és Tip-4/7. a középső—felső-oligocén határát átfedő NP 24. zó-

nába helyezhető a *Triquetrorhabdulus carinatus*, *Sphenolithus distentus*, *Sph. predistentus*, *Helicopontosphaera recta* és *Sphenolithus ciperoensis* fajok együttes előfordulása alapján. Vizsgálati anyagunk legfiatalabb — felső-rupéli vagy egerien korú — mintái a debreceni minták és a Hsz-15/3., 4. sz. magminták.

Őslénytani vizsgálataink révén megerősítést nyert SZEPESHÁZY-nak azon megállapítása, hogy a tiszántúli flisterület mélyebb — kréta, paleocén, alsó-eocén — tagjai gyakorlatilag fosszíliamentesek, értékelhető mikro-fosszília-együtteseket csak a középső-eocénnél fiatalabb, valószínűleg kis képződési mélységű rétegek tartalmaznak.

### Foraminifera-sztratigráfia

Foraminifera faunát kizárólag a Hsz-17/5. sz. magminta tartalmazott. A faunában a plankton részaránya meghaladja a bentoszét. A bentoszban hosszú fajlőtőjű taxonok vannak túlsúlyban, a felső-eocénból—oligocénból egyaránt ismertek (Gyroidinák, Anomalinák). Az *Uvigerina eocaena* és *U. multistriata* fajokat nálunk csak az eocénben előfordulónak tartották (MAJZON L. 1966), de a Középső-Paratethys Ny-i részén (a Haringi-medencében, a bajor molasszban) átlépi az eocén—oligocén határt, az alsó-oligocénben is található (STEININGER et al. 1976). Újabb vizsgálatok szerint a fenti megállapítás a magyarországi kifejlődések *Uvigerináira* is érvényes, azaz az *Uvigerina eocaena* és *U. multistriata* az oligocén mélyebb szakaszain még előfordul. A *Bulimina aksuatica* oligocén taxon, gyakori a középső-oligocén Kiscelli Agyagban, a Budai Márgában és annak felső, átmeneti rétegeiben ritkább.

A planktonban hiányzanak a felső-eocén szintjelző formák, így a *Globorotalia (Turborotalia) cerroazulensis*, *Gl. (T.) centralis*, továbbá a bükkalji területen és Budapest környékén a Tardi Agyag tengeri kifejlődéseiben jellemző formák — *Globigerina postcretacea*, *Gg. liverovskae*, *Chiloquembelina gracillima*, *Ch. cubensis*. Gyakoriak egyes mediterrán taxonok — *Globigerina tripartita*, *Gg. tapuriensis*, *Subbotina eocaena*, *S. angiporoides*, valamint a „bulla”-val rendelkező formák — *Globigerinita dissimilis dissimilis*, *Gn. martini scandretti*, *Gn. unicava primitiva*.

A BLOW-féle zonációt (1969) figyelembe véve a vizsgált Foraminifera fauna a P 18. zónával korrelálható legjobban. E zónában még gyakori a *Globigerinita gortanii gortanii* és egyéb *Globigeriniták*. A *Globigerina tapuriensis* megjelenése és együttes előfordulása a fenti *Globigerinitákkal* — melyek ugyan nagyobb fajlőtőjűek, mint e zóna —, valamint a *Globorotalia (Turborotalia) increbescens* ritka előfordulása bizonyíthatja a P 18. zónába sorolást. A *Gl. (T.) increbescens* korábbi hazai plankton vizsgálatok (SZTRÁKOS 1971, 1974) szerint nem lépi át az eocén—oligocén határt; BLOW (1969) adatai szerint azonban csak a P 19. zóna felső harmadában hal ki. A *Pseudohastigerinák* hiánya — melyek a P 18. és P 19. zónában gyakoriak és zónajelzők — a faunában nem mond ellent a P 18. plankton zóna feltételezésének. Hazai kifejlődéseink planktonjában alig-alig előforduló formák.

A Foraminifera fauna kora tehát a bentosz és plankton alapján alsó-oligocén.

A fauna kétharmadát alkotó plankton egyben a fáciest is meghatározza. Recens ökológiai adatok szerint 200 m alatt válik a plankton uralkodóvá az üledékekben (CHIERICI et al. 1962, FABRICIUS et al. 1970); pl. az Adriai-tenger-

ben 850 m-ben a teljes fauna 75%-át, az Otrantói-szorosban 200—500 m között 40—60%-át plankton alkotja. Az Uvigerinák szintén 100 ill. 200 m alatt válnak gyakorivá (CHIERICI et al. 1962, PHLEGER 1960, MURRAY 1973). Főleg batiális taxonok a Gyroidinák, az Osangularia, Planulina is. A vizsgált Foraminifera fauna tehát batiális régióra, 200 m-nél nagyobb vízmélységre utal, nem kizárt a 400—500 m sem.

### Összefoglalás

A jelen dolgozat keretében vizsgált flisminták kormeghatározásának eredményei mindenekelőtt az ősföldrajz szempontjából bírnak jelentőséggel.

Az utóbbi évtized során a magyar és román földtani kutatás részéről számos kísérlet történt arra, hogy az Erdélyi-medence és az Északi-középhegység paleogén üledékgyűjtőjének számos közös fejlődéstörténeti mozzanatát magyarázzák. БОМБИТА (1972) a Tardi Agyagnak megfelelő Valea Carelor-i rétegek és a rátelepülő Láposvölgyi Formáció „pararitmites”, medenceperemi kifejlődését párhuzamosította a szolnok—máramarosi flisvályú rétegsoraival, míg KÖRÖSSY (1977) romániai és szovjet adatok alapján ezt a kapcsolatot ténylegesen kimutatta. BÁLDI (1979) összefoglaló munkájában az alsó-kiscellien és az egerien emelet erdélyi és észak-magyarországi Mollusca faunáinak felülvizsgálata alapján bizonyította a két terület között fennálló tengeri kapcsolatot, amely jelentős faunamigrációra nyújtott lehetőséget. Míg az előző szerzők litosztratigráfiai vagy biosztratigráfiai alapon valószínűsítették a szolnok—máramarosi üledékgyűjtő meglétét a paleogénben, addig MAJZON (in SZEPESHÁZY 1973) egyik püspökladányi fúrás konkrét vizsgálatára révén rupéli korú Foraminifera faunát mutatott ki egyetlen mintából.

A SZEPESHÁZY (1973) által közölt középső- és felső-eocén ill. középső-oligocén kort adó faunavizsgálatok mellett jelen dolgozatunk pontosan kimutatható, az emeletnél kisebb időintervallumot rögzítő nannozonák segítségével néhány egészen pontos dátummal járul hozzá a fenti ősföldrajzi kapcsolat időzítésének kérdéséhez. Kimutattuk az NP 18. zónát, mely hazánkban és az Erdélyi-medencében egyaránt nyomon követhető, az NP 21., ill. P 18. zónát, melyeknek jelenléte a szolnok—máramarosi flisvályúban bizonyítékul szolgál arra, hogy a litológiailag rendkívül hasonló erdélyi nagyilondai rétegek és az észak-magyarországi Tardi Agyag Formáció között ténylegesen fennállhatott a tengeri kapcsolat. MAJZON már említett rupéli korhatározását néhány további eredményünk támasztja alá.

KÖRÖSSY és SZEPESHÁZY egyaránt megegyezik abban, hogy a felső-kréta és a mélyebb paleogén flisszerű kifejlődését a priabónaitól kezdődően epikontinentális üledékek követik a szolnoki flisvályúban, amelyek némi ritmicitás mellett már nem mutatják a flisre jellemző közettani tulajdonságokat. Így tehát, mint arra BÁLDI (1979) rámutatott, nem állja meg a helyét KÖRPÁS (1978) megállapítása, miszerint az észak-magyarországi oligocén üledékgyűjtő az oligocén korú flisvályú epikontinentális kifejlődése lenne. Nézetünk szerint a szolnoki flismedence az észak-magyarországi és erdélyi paleogén üledékgyűjtőkkel kapcsolatban álló, de azoktól független történetű medencerész.

Bár az alsó-miocén eggenburgien emelet során Észak-Magyarország és Erdély között határozott faunamigráció mutatható ki, jelen vizsgálataink során tengeri összeköttetésre utaló alsó-miocén korú mintát nem találtunk.

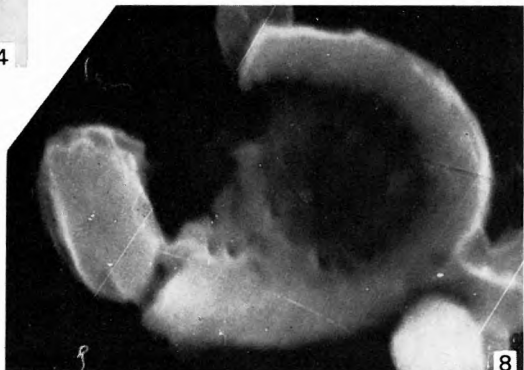
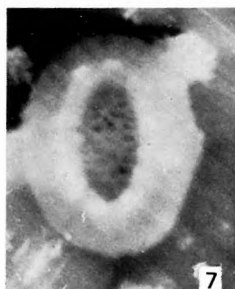
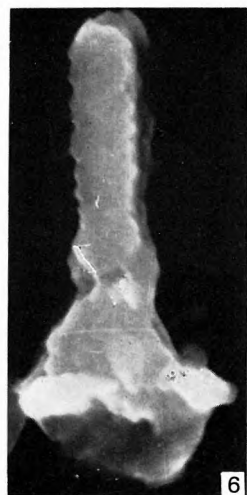
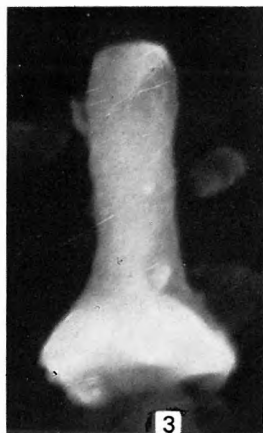
**I. tábla — Plate I**

Hajdúszoboszló Hsz-9. sz. fúrás 11. markolás  
1502—1502,5 m

- 1., 2., 8. *Discolithina pygmaea* LOCKER
- 3., 5., 6. ?*Rhabdolithus* sp.
4. *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH et HAY)
7. *Reticulofenestra* sp.

10 000×

Scanning elektronmikroszkópos felvétel: TAKÁCSNÉ és LAKY ILDIKÓ





## II. tábla — Plate II

Hajdúszoboszló Hsz-15. sz. fúrás 15. mag 1447—1450 m

- 1., 2., 5., 6. *Sphenolithus predistentus* BRAML. et WILC.  
 3., 4. *Sphenolithus distentus* (MARTINI)  
 7., 8., 9. *Reticulofenestra bisecta* (HAY et al.)

Hajdúszoboszló Hsz-9. sz. fúrás 11. markolás 1502—1502,5 m

- 10., 11., 12. ?*Rhabdolithus* sp.  
 13. ?*Discolithina pygmaea* LOCKER és *Reticulofenestra* sp.  
 14. *Zygrhablithus bijugatus* (DEFL.)

Debrecen D-2. sz. fúrás 1475—1480 m

15. *Cyclicargolithus abisectus* (MÜLLER)  
 16. *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH et HAY)  
 17. *Reticulofenestra lockeri* MÜLLER

Debrecen D-2. sz. fúrás 19. sz. mag 1486—1489 m

- 18., 22. *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH et HAY)

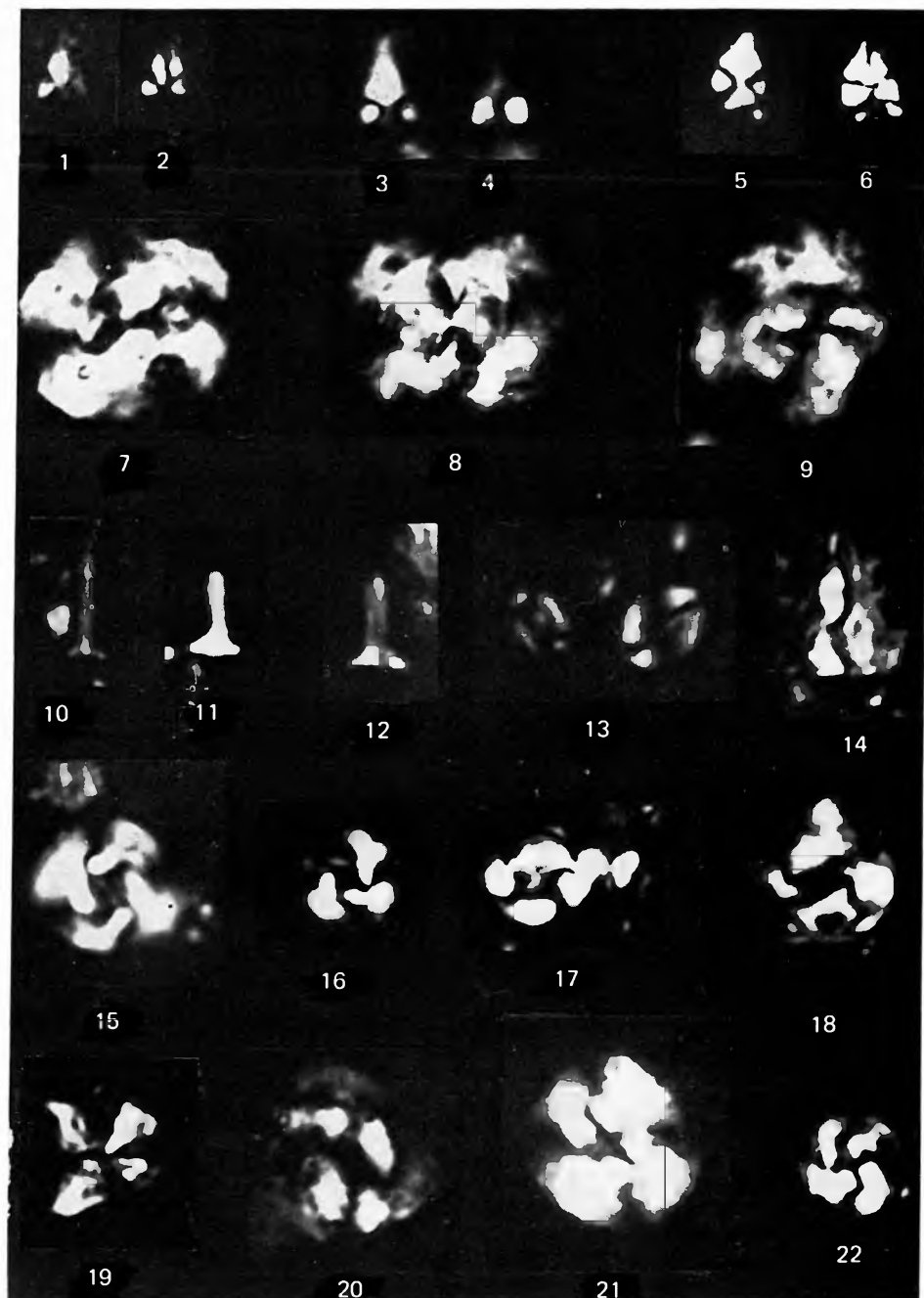
Hajdúszoboszló Hsz-17. sz. fúrás 5. mag 1344—1346 m

19. *Sphenolithus moriformis* (BRÖNN. et STRADNER) BRAMLETTE et WILCOXON  
 20. *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) SCHILLER

Debrecen Dá-1. sz. fúrás 1645,2—1651,8 m

21. *Reticulofenestra bisecta* (HAY et al.)

3000×, +N



## IRODALOM

- BÁLDI T. 1979: Magyarországi oligocén és alsómiocén formációk kora és képződésük története. — Akad. doktori ért., kézirat.
- BLOW H. M. 1969: Late Middle Eocene to Recent planktonic biostratigraphy. — Proc. I. Int. Conf. Plank. Microfos., Geneva (1967), pp. 199–422.
- BOLLI H. M. 1957: Planktonic foraminifera from the Oligocene-Miocene Ciperio- and Lengua Formations of Trinidad. — U. S. Nat. Mus. Bull., 215. pp. 97–124.
- BOLLI H. M. 1957: Planctonic foraminifera from the Eocene Nevet and San Fernando Formations of Trinidad. — U. S. Nat. Mus. Bull., 215. pp. 155–172.
- BOLLI H. M. 1966: Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic foraminifera. — Bol. Inf. Ass. Venez. Geol. Min. Petrol., 3. pp. 2–32.
- BOLLI H. M. — LOEBLICH A. R. — TAPPAN H. 1957: Planctonic foraminiferal families Hantkeninidae, Orbulinidae, Globorotaloidae and Globotruncanidae. — U. S. Nat. Mus. Bull., 215. pp. 245–251.
- BOMBITA G. 1972: Études géologiques dans le Monts Lapus. — Ann. Inst. Geol., 39. pp. 97–108.
- BUKRY D. 1973: Low-latitude coccolith biostratigraphic zonation. — Edgar, Saunders et al., Initial Reports of the DSDP, 15. pp. 685–703.
- CHIERICI M. A. — BUSI M. T. — CITA M. B. 1962: Contribution à une étude écologique des Foraminifères dans la mer Adriatique. — Rev. Micropaleont., 5. pp. 123–142.
- FABRICIUS F. — RAD U. — HESSE R. — OTT W. 1970: Oberflächensedimente der Strasse von Otranto (Mittelmeer). — Geol. Rundschau, 60. pp. 164–192.
- KÖRPÁS L. 1978: A Dunántúli-középhegység oligocén képződményeinek üledékföldtani feldolgozása. — Kandid. ért., Földt. Int. Adattár, kézirat.
- KÖRÖSSY L. 1977: A Szolnok–máramarosi flisárok szerkezeti helyzete és kapcsolatai. — Földt. Közl. 107. pp. 398–405.
- KURUCZNÉ SIDÓ M. 1969: Az ún. „kréta-paleocén határképződmények” az alföldi mélyfúrásokban. — Földt. Közl. 99. pp. 202–205.
- MAJZON L. 1966: Foraminiferavizsgálatok. — Akad. Kiadó. p. 939. Budapest.
- MARTINI E. 1970: Standard Paleogene calcareous nannoplankton zonation. — Nature 226. p. 560.
- MURRAY J. W. 1973: Distribution and ecology of living benthic foraminiferids. — Hein. Ed. Books. p. 266.
- PHLEGER F. B. 1960: Ecology and distribution of recent foraminifera. — Baltimore, p. 250.
- SAMUEL O. 1977: Agglutinated foraminifers from Paleogene flysch formations in West Carpathians of Slovakia. — Zap. Karpaty, ser. paleont., 2–3. pp. 7–70.
- SAMUEL O. — SALAJ J. 1968: Microbiostratigraphy and foraminifers of the Slovak Carpathian Paleogene. — p. 223. Bratislava.
- STEININGER F. — RÖGL F. — MARTINI E. 1976: Current Oligocene/Miocene biostratigraphic concepts of the Central Paratethys (Middle Europe). — Newslet. Stratigr. 4. pp. 147–202.
- SUBBOTINA N. H. et al. 1960: Stratigrafia oligocenovüch i miocenovih otlozsenii Predkarpatia po foraminiferam. — Microfos. USSR. 9. p. 153.
- SZEPESHÁZY K. 1973: A Tiszántúl északnyugati részének felsőkréta és paleogén korú képződményei. — p. 96. Akad. Kiadó. Budapest.
- SZTRÁKOS K. 1971: The Eocene-Oligocene boundary of Hungary and their planktonic foraminifera. — Frag. Min. Pal. 2. pp. 5–55.
- SZTRÁKOS K. 1974: Paleogene planktonic foraminiferal zones in Northeastern Hungary. — Frag. Min. Pal. 5. pp. 29–81.
- THIERSTEIN H. R. 1973: Lower Cretaceous calcareous nannoplankton biostratigraphy. — Abh. Geol. B. A. 29. pp. 1–12.

## BIOSTRATIGRAPHIC INVESTIGATION OF FLYSCH FORMATIONS IN THE GREAT HUNGARIAN PLAIN

by

M. BÁLDI-BEKE—M. HORVÁTH\*—A. NAGYMAROSY\*

Samples from hydrocarbon exploratory boreholes in the flysch basin of the Great Hungarian Plain were examined for nannoplankton and Foraminifera. Of 52 samples 20 yielded nannofossils and some 14 were suitable for washing, but only one sample contained planktonic and benthonic Foraminifera.

The oldest determined nannoplanktonic forms were found in the borehole Szandaszőlős Sza-11. According to the species presented in the Hungarian text, the assemblage can be assigned to the zone NP 18 of the Late Eocene.

In one of the boreholes of Hajdúszoboszló, a rich Lower Oligocene Foraminifera fauna (plankton zone P 18) and nannoplankton (NP 21) was encountered (borehole Hsz-17. 1344—1346 m). *Sphenolithus index* species from boreholes Hsz-15 (1447—1450 m) and Tiszapüspöki 4 are indicative of the zone NP 24.

Middle to Upper Oligocene nannoplankton could be found in various boreholes at Debrecen and Hajdúszoboszló (Dá-I, D-2 and Hsz-15).

No sample of Cretaceous or Palaeocene age was found among those examined. However, some sterile samples might represent sediments older than Middle Eocene. And even their being unfossiliferous might be interpreted by the assumption that the genuine flysch-type sedimentary basin may have existed mainly in Late Cretaceous, Palaeocene and Early Eocene times.

On our palaeontological examinations, we are strongly of the opinion of SZEPESHÁZY (1973) that the Cretaceous, Palaeocene and Lower Eocene members of the trans-Tisza flysch region are practically unfossiliferous. Microfossil assemblages of diagnostic value can be found only in beds younger than Middle Eocene, which seem to have been formed in shallow environments.

The dating of the flysch samples concerned might be judged as significant above all from a palaeogeographical point of view. During the past decade Hungarian and Romanian scientists made numerous attempts to answer the question put up by the common evolutionary episodes in the geohistory of the Transylvanian Basin and the Palaeogene sedimentary basin of the North Hungarian Highland Range. BOMBITA (1972) made a correlation between the Valea Cărelor beds (corresponding to the Tard Clay) and the overlying „pararhythmic” Láposvölgy Formation with the sequence deposited in the Szolnok—Máramaros flysch trough. This relationship has turned out to be confirmable upon Romanian and Soviet data as interpreted by KÖRÖSSY (1977). On a revision of the molluscan faunae of the Lower Kiscellian and Egerian in Transylvania and N Hungary, BÁLDI (1979) in his summarizing work made statements in favour of the existence of marine connection between the two regions, enabling significant faunal migration.

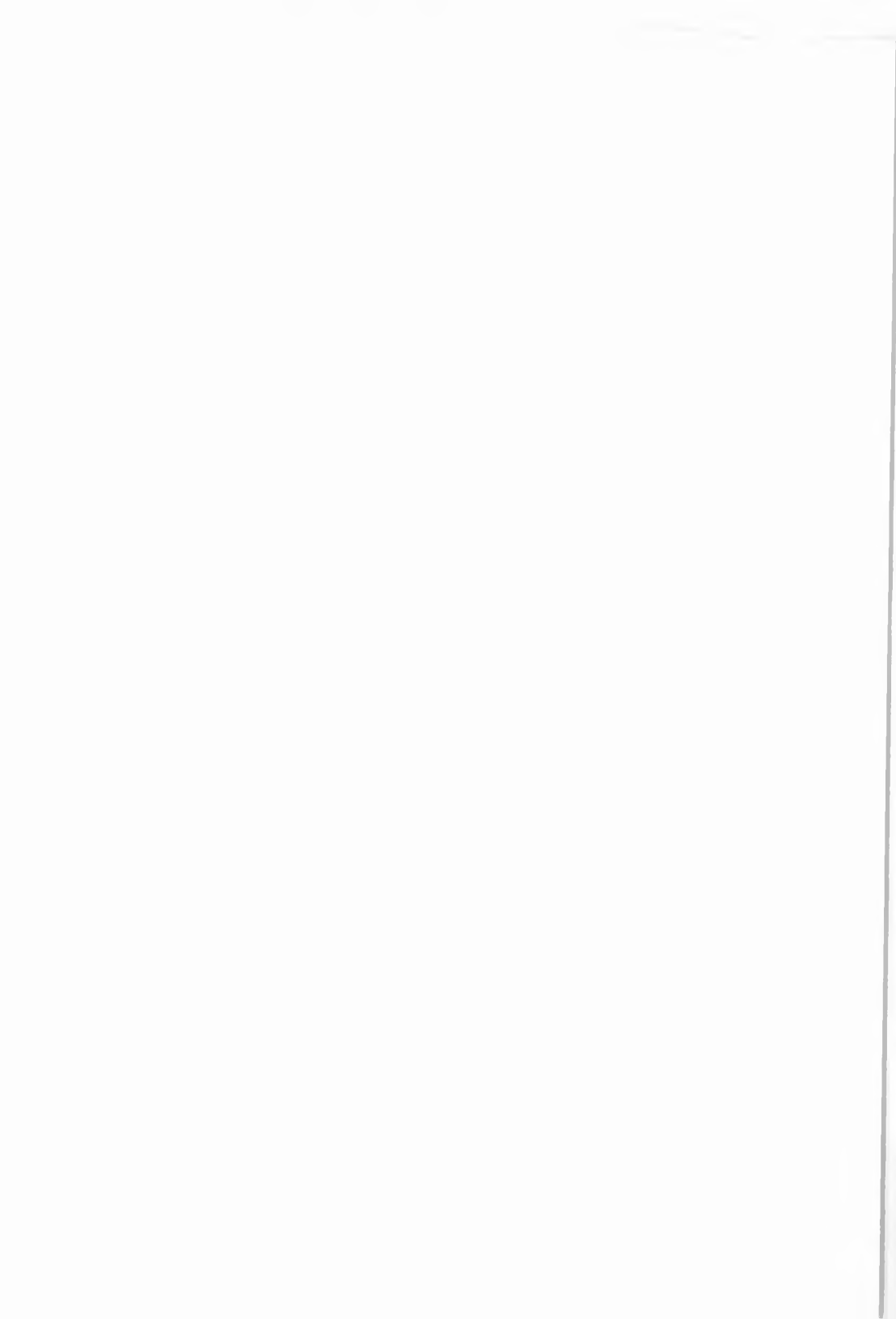
Zone NP 18, which is found in present-day Hungary and also in the Transylvanian Basin, and also the zones NP 21 i. e. P 18 in the Szolnok—Mára-

\* Eötvös Loránd University, Geological Department, Budapest

maros flysch trough, have been detected. This suggests a connection between the seas in which the Tard Clay Formation and the—lithologically very similar—Nagyilonda Beds of Transylvania were deposited.

KÖRÖSSY (1977) and SZEPESHÁZY (1973) agree upon the conclusion that the Late Cretaceous and the deeper Palaeogene flysch-type sedimentation were followed by the Priabonian epicontinental sediments in the Szolnok flysch trough. Besides testimonies to a hardly observable rhythmicity, these rocks do not show any peculiar lithological property that might be considered characteristic of the flysch.





## MÉLYSÉGI VIZEK METÁNTARTALMA ÉS HASZNOSÍTÁSÁNAK VIZSGÁLATA A DÉL-ALFÖLDÖN

KASZAB IMRE—GALBÁCS ZOLTÁN\*

A Dél-Alföld kútjainak vízvizsgálatát a JATE Szeretlen és Analitikai Kémiai Tanszéke az ÖVH felkérésére 1975-ben kezdte. A vizsgálatok kezdetben a metánveszélyesség, tehát a vizek robbanásveszélyességének felmérésére irányultak, de hamarosan kibővültek a vizek makro- és mikro-iontartalmának, valamint metánhomológ és egyéb gáztartalmak vizsgálatával. Az elmúlt négy év során több ezer vízanalízist végeztünk. A kémiai elemzések adatainak geológiai értelmezését a MÁFI Dél-alföldi Területi Földtani Szolgálat 1979-ben kezdte meg.

A vizsgált kutak kifolyó vizének metántartalmát az 1. ábrán mutatjuk be. Az I—V. melléklet a metántartalmak 100 m-es mélységlepcsőnkénti eloszlását mutatja (szűrőzési középmezység szerint). Vannak olyan területek, ahol a metántartalom a vízadó mélység növekedésével növekvő vagy csökkenő jellegű, de vannak olyan magas metántartalmú körzetek, ahol a réteg-víz metántartalma a mélységtől független.

Mivel a rétegvizek metántartalma a felszín alatti rétegekből származó és nem légköri komponens, célszerűnek látszott a nitrogén/metán arány számítása és térképszerű ábrázolása (3. ábra). A magas nitrogén/metán arányú rétegvizek területén robbanásveszélyes gázelegy kialakulására kevés lehetőség nyílik. Az ilyen magas nitrogén/metán arányú vizek még a kijelölt határérték feletti metántartalomnál is biztonságosnak tekinthetők.

Annak eldöntésére, hogy hol indokolt a gázmentesítés elvégzése, két javaslatunk van: 1. az igen magas gáztartalmú kutak gázmentesítését oldják meg elsődlegesen, mert ez a legnagyobb veszélyforrás, ugyanakkor ezek metántartalmának hasznosítása látszik kifizetődőnek; 2. a jelenleg érvényes veszélyességi határértéket célszerű volna felülvizsgálni, ugyanis nem indokolt olyan rétegvizek gázmentesítése, amelyek magas nitrogén/metán arányú gázt tartalmaznak.

Az alföldi artézi kutak vizének gázosságáról már múlt századi megfigyelések tudósítanak. A vizek gáztartalma azóta okozott komolyabb problémát, s kapott nagyobb figyelmet, amióta a kutak vizét vezetékes vízvezetékben juttatják a fogyasztókhoz. Az alföldi szénhidrogén-vagyon feltárásának és termelésének megindulása is indokoltá tette az ivóvízként felhasználható rétegvizek alaposabb vizsgálatát. Különösen az utóbbi évtizedben bekövetkező robbanások (víztorony, víztározó, fürdő stb.) tették elodázhatatlanul szükségessé a rétegvizek gáztartalmának rendszeres elemzését.

A dél-alföldi terület, pontosabban Bács-Kiskun, Csongrád és Békés megye kútjainak vízvizsgálatát a JATE Szeretlen és Analitikai Kémiai Tanszéke az ÖVH felkérésére 1975-ben kezdte el a megyei vízmű vállalatok megbízásából.

\* József Attila Tudományegyetem Szeretlen és Analitikai Kémiai Tanszék, Szeged



A vizsgálatok kezdetben a metánveszélyesség, tehát a vizek robbanásveszélyességének felmérésére irányultak, de hamarosan kibővültek a vizek makro- és mikro-iontartalmának valamint metánhomológ és egyéb gáztartalmak vizsgálatával. Az elmúlt négy év során több ezer vélemezést végeztünk, s e nagyszámú adat elsődleges értékelése úgy tűnik, immár időszerűvé vált. A tapasztalatok ismertetésével remélhető, hogy a vízgazdálkodásban érdekelt szervek munkájukat segítő információkhoz juthatnak. A kémiai elemzések adatainak földtani értelmezését a MÁFI Dél-alföldi Területi Földtani Szolgálat 1979-ben kezdte meg. A két évre tervezett kutatást sajnos félúton abba kellett hagyni, így most csak a félkész munkák eddigi eredményeiről tudunk beszámolni.

Tapasztalataink összegzésében első helyen a metánveszélyesség területi és mélységi eloszlásának vizsgálata áll. A vizsgált kutak kitermelt vízének metántartalmát térképen ábrázoltuk (1. ábra). A szemléletesebb ábrázoláshoz a kutak gáztartalmát három kategóriába soroltuk:

1. A gáztartalom a veszélyes mértéket nem haladja meg (kisebb mint  $0,8 \text{ Nl/m}^3$ ).
2. Igen magas a kútvíz gáztartalma ( $9,0 \text{ Nl/m}^3$  feletti).
3. A harmadik kategóriát a kettő közé eső metántartalom képezi.

A kitermelt vizek metántartalma annak ellenére, hogy a termeltetett vízrétegek gyakran több tíz méteres mélységközt fognak át, jól körülhatárolható terület-egységeken oszlanak el. A 2. és 3. kategóriába tartozó kutak gáztartalma az érvényes előírások szerint veszélyes vízfogyasztást eredményez és a metán eltávolítása megoldandó feladat. A vizsgálat helyének jelei kifejezik a vizsgálatok területi megoszlását, területlefedését is (1. ábra). Megállapítható, hogy É-Bács-Kiskun megye kivételével a megyék megkutatottsága közel homogén. A vizsgált területen a legtöbb kút robbanásveszélyes kategóriába tartozik. Ha az egyes metántartományok területi eloszlását figyeljük, láthatjuk, hogy vannak jól elkülöníthető területek, ahol szinte kivétel nélkül szükséges a gázmentesítés és ugyancsak vannak „szerencsés”, alacsony metántartalmú körzetek is, ahol gáztalanításra nincs szükség.

A metánveszélyesség területi eloszlása mellett fontos ezen rétegek mélység szerinti tagozódása is. Az I–V. sz. mellékleten feltüntettük az előbbi kategóriába eső metántartalmak 100 m-es mélységlépcsők, azaz a kút szűrőzési közepmélysége szerinti eloszlását. A térképekről egyúttal az is megítélhető, hogy a három megye mennyire különböző mélységből nyeri ivóvizét. A metántartalom eloszlása azt mutatja, hogy vannak olyan területek, ahol a metántartalom a vízázó mélység növekedésével növekvő vagy csökkenő jellegű, de vannak olyan magas metántartalmú körzetek, így pl. Békéscsaba környéke, az Orosházán áthaladó nagyjából É–D-i vonal stb., amelyekben a rétegvíz metántartalma a mélységtől független. (Ez a tény nagyobb szerkezeti egységekkel való kapcsolatra utal.)

A rétegvizek metántartalma mellett megvizsgáltuk a vizek nitrogéntartalmát is. A nitrogéntartalom a metántartalomnál szűkebb tartományban változó érték, és területi eloszlása is eltérést mutat. A kútvizek zöme a 15–20 nitrogén  $\text{Nl/víz m}^3$  tartományba esik. A nitrogéntartalom a vízázó mélység növekedésével kb. 400 m-ig a mélységgel csökken. A szélsőséges  $\text{N}_2$ -tartalmat a 2. ábrán mutatjuk be. Mivel a rétegvizek metántartalma a felszín alatti rétegekből származó és nem légköri komponens, célszerűnek látszott a nitrogén/metán arány számítása és térképszerű ábrázolása. A 3. ábrán látható, hogy ugyancsak jól elkülöníthető körzetek azok, amelyekben a nitrogén/metán





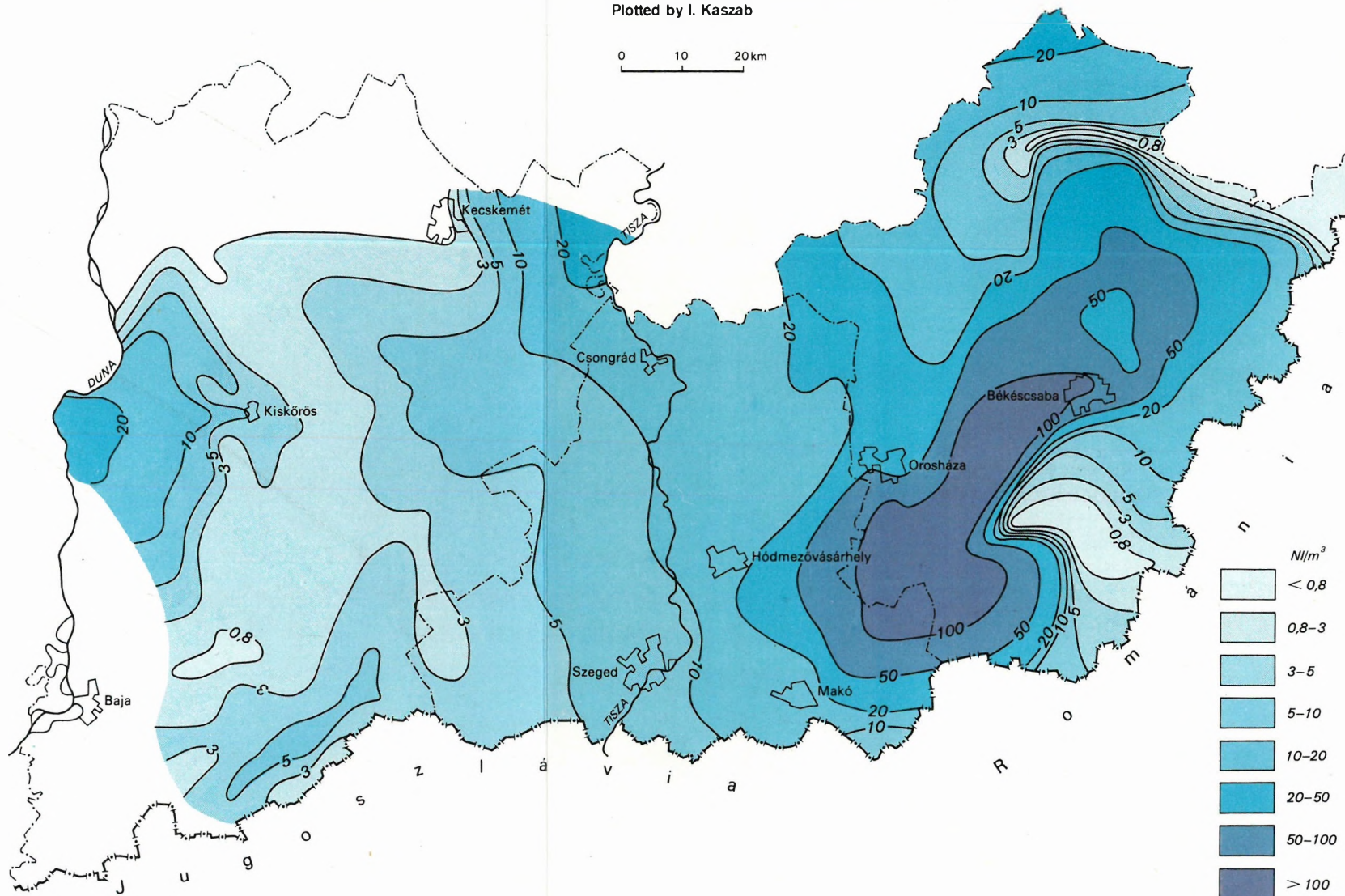
A 100–200 m KÖZÖTT SZŰRÖZÖTT KUTAK VIZÉNEK ÖSSZES METÁNTARTALMA  
(1976–77)

II.

Szerkesztette: Kaszab I.

TOTAL METHANE CONTENT IN WATER OF WELLS FILTERED IN A DEPTH INTERVAL OF 100 TO 200 m

Plotted by I. Kaszab



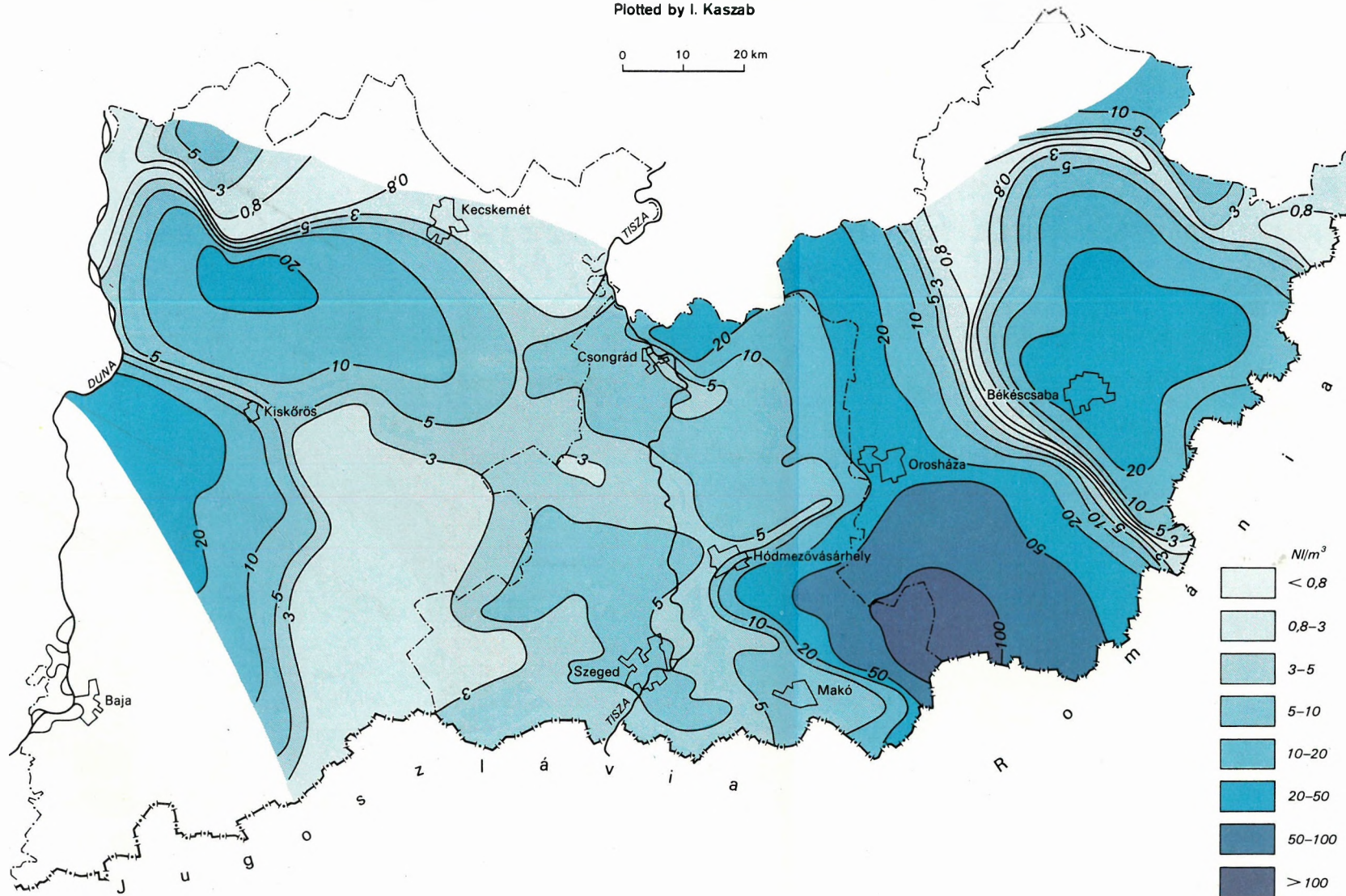
A 200-300m KÖZÖTT SZÜRÖZÖTT KUTAK VIZÉNEK ÖSSZES METÁNTARTALMA  
(1976-77)

III.

Szerkesztette: Kaszab I.

TOTAL METHANE CONTENT IN WATER OF WELLS FILTERED IN A DEPTH INTERVAL OF 200 TO 300 m

Plotted by I. Kaszab





A 300-400 m KÖZÖTT SZŰRŐZÖTT KUTAK VIZÉNEK ÖSSZES METÁNTARTALMA

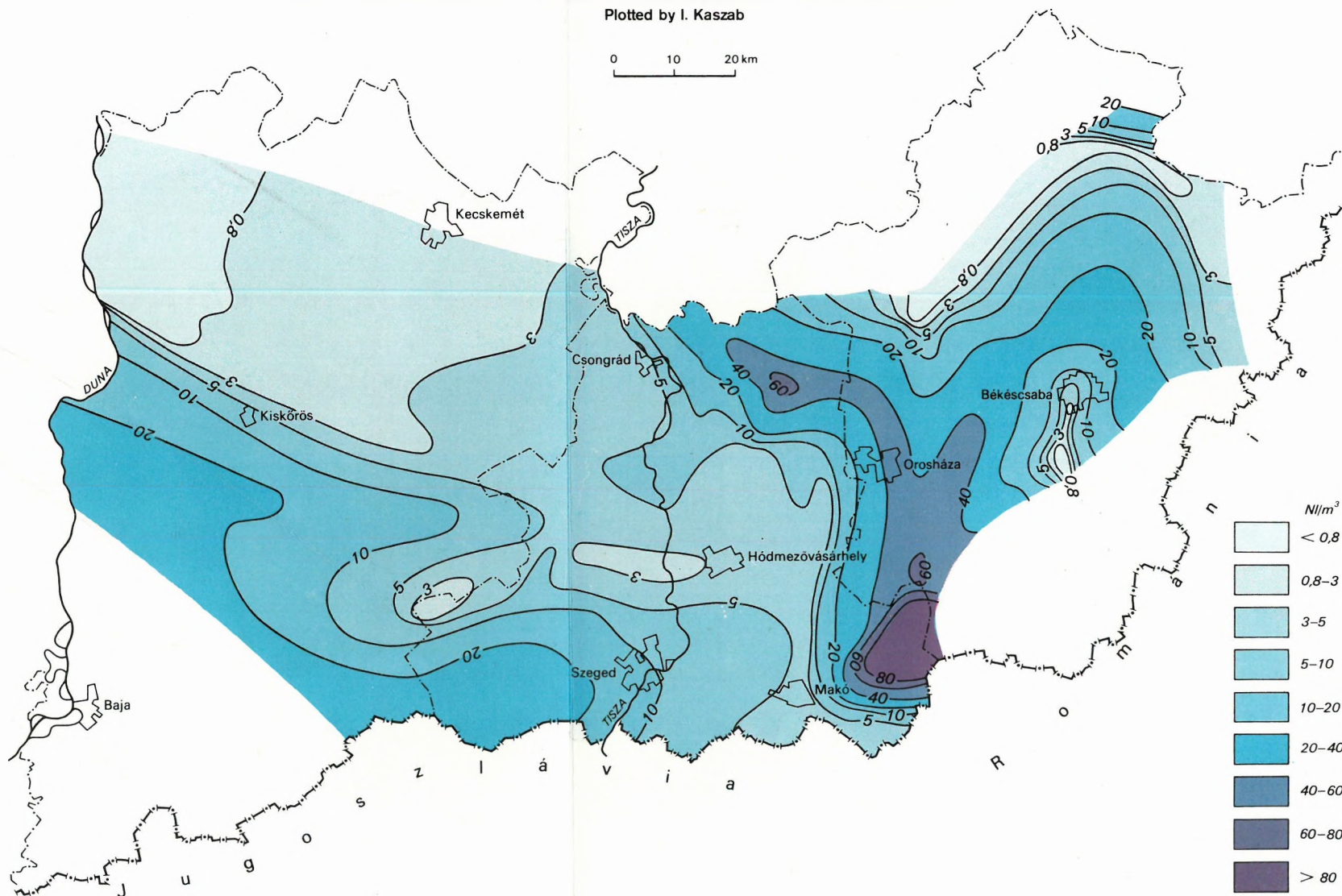
(1976-77-78)

Szerkesztette: Kaszab I.

IV.

TOTAL METHANE CONTENT IN WATER OF WELLS FILTERED IN A DEPTH INTERVAL OF 300 TO 400m

Plotted by I. Kaszab



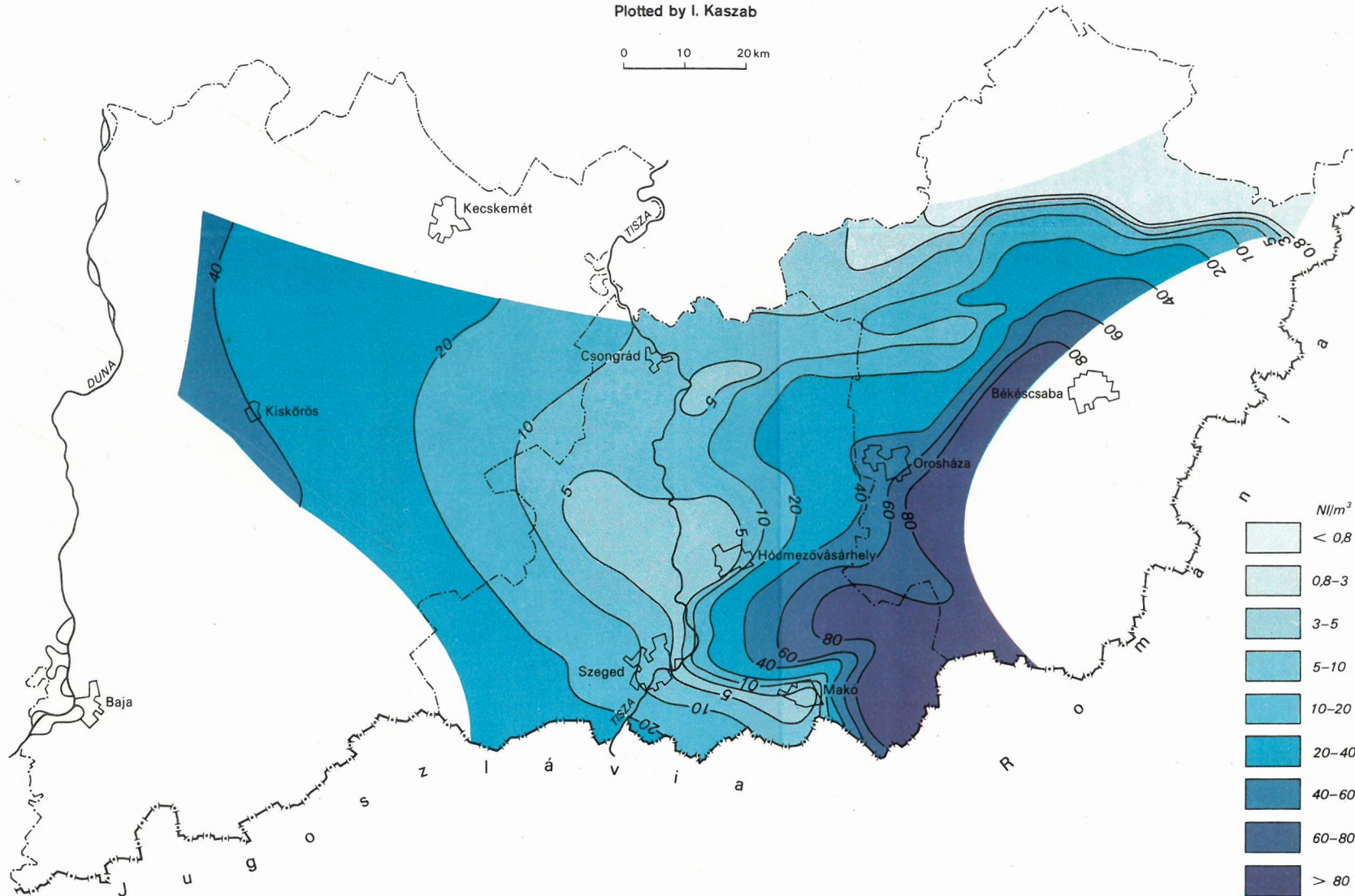
A 400-500 m KÖZÖTT SZŰRŐZÖTT KUTAK VIZÉNEK ÖSSZES METÁNTARTALMA  
(1976-77-78)

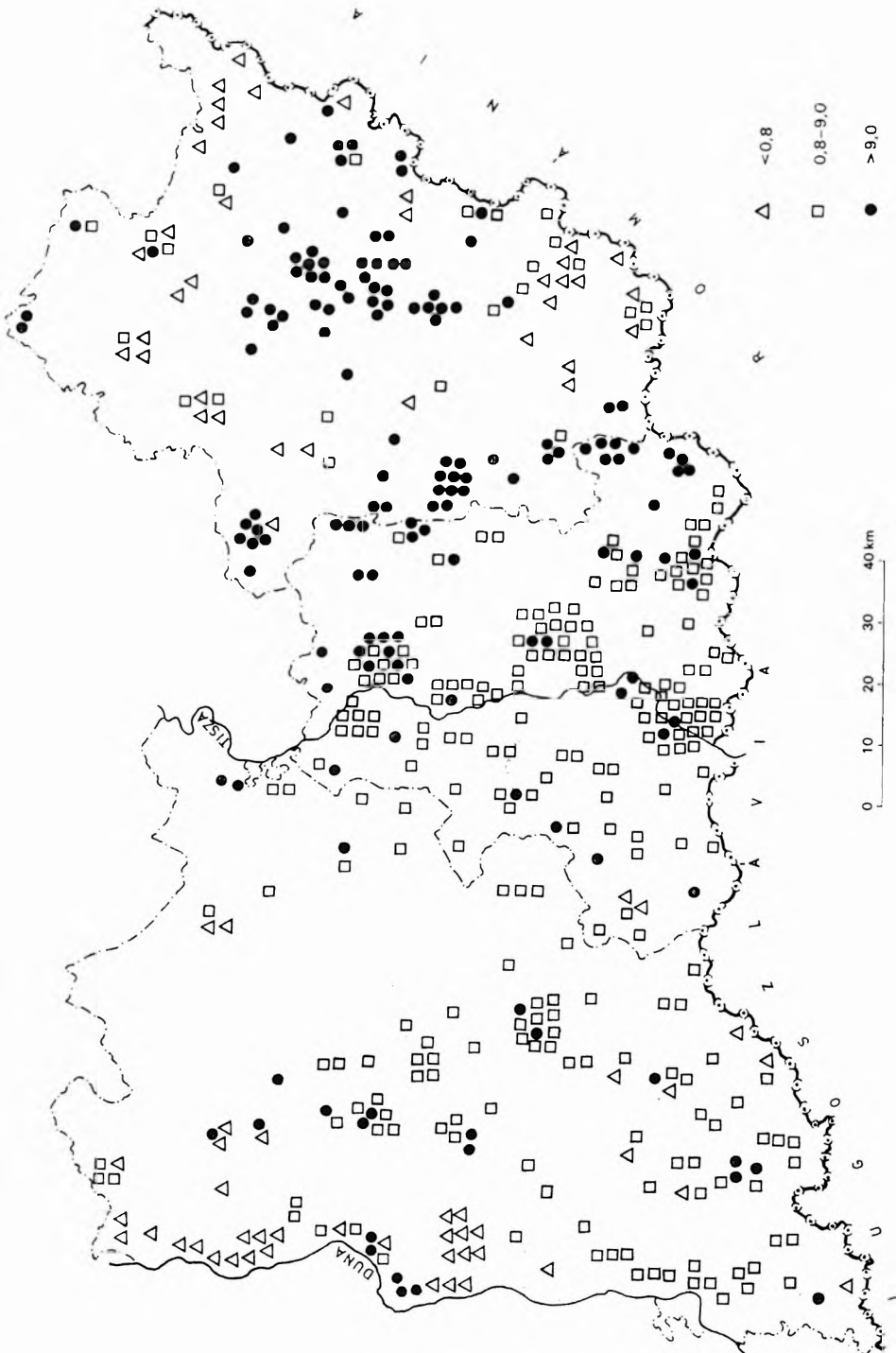
V.

Szerkesztette: Kaszab I.

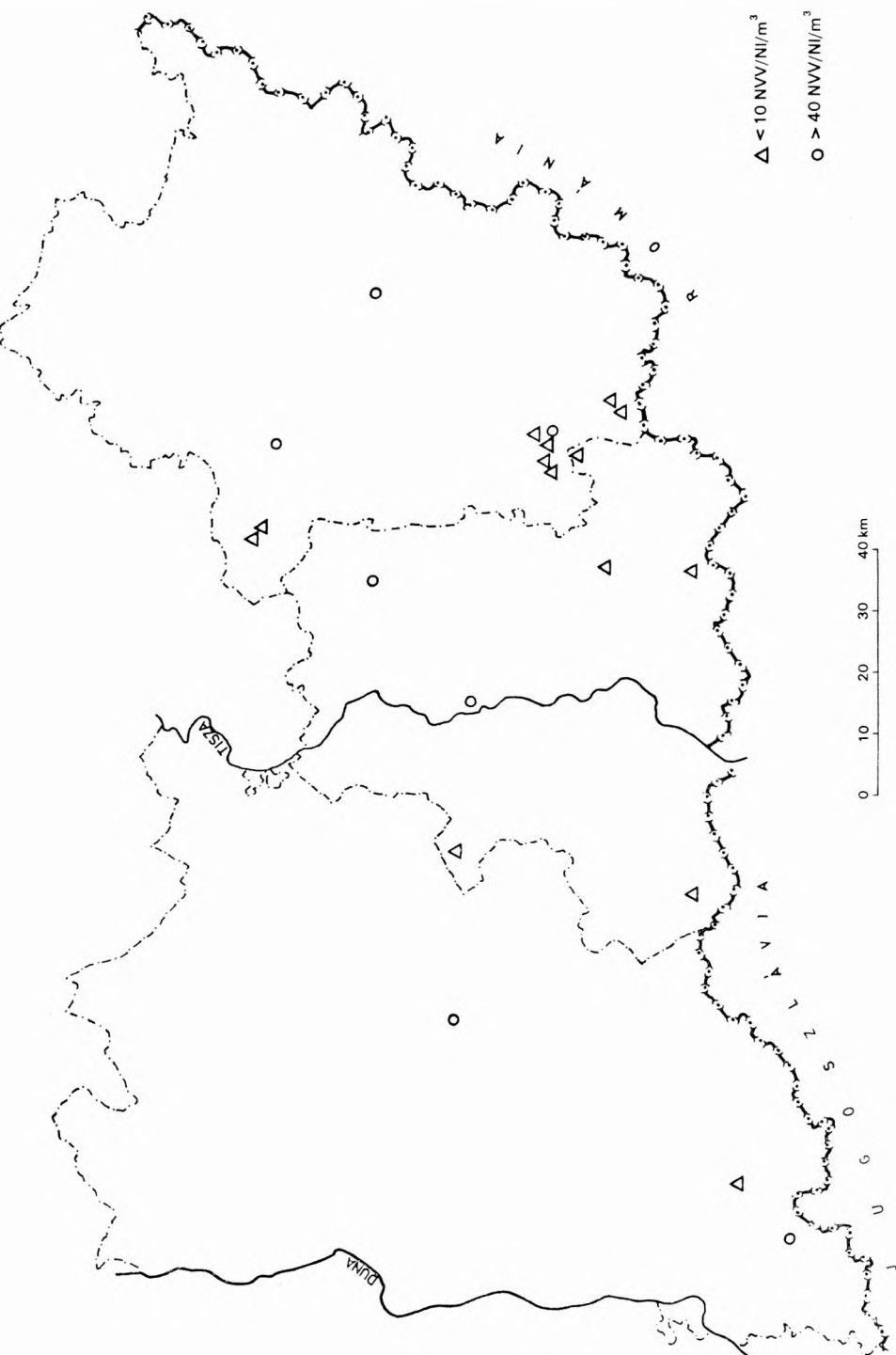
TOTAL METHANE CONTENT IN WATER OF WELLS FILTERED IN A DEPTH INTERVAL OF 400 TO 500 m

Plotted by I. Kaszab





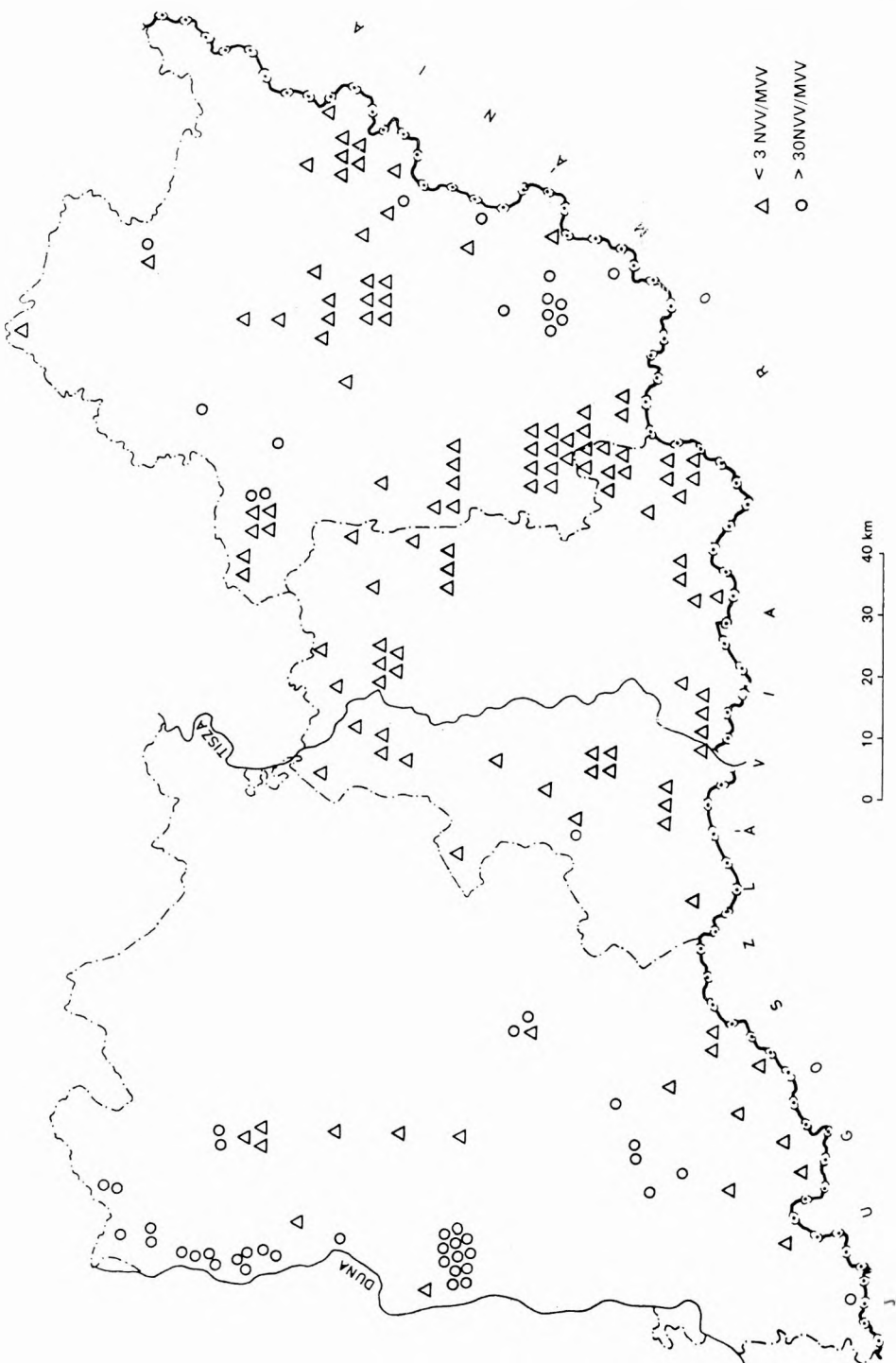
1. ábra. Vizsgálatok helye és a metántartalom területi eloszlása (metántartalom NI/m<sup>3</sup>). (Szerkesztette KASZAB I.)  
 Fig. 1. Site of examination and areal distribution of methane contents (NI/m<sup>3</sup>). (Plotted by I. KASZAB)



2. ábr. Az átlagostól eltérő nitrogéntartalmú kutak helye. (Szerkesztette KASZAB I.)

Fig. 2. Wells with nitrogen content deviating from average. (Plotted by I. KASZAB)





3. ábra. A nitrogén/metán (NVV/MVV) aránya a kutakból kitermelt vízben. (Szerkesztette KASZAB I.)  
 Fig. 3. Nitrogen/methane values (NVV/MVV) related to water produced from wells. (Plotted by I. KASZAB)

arány alacsony vagy magas. A magas nitrogén/metán arányú rétegvizek területe olyan vizet ad, amelyből atmoszféra nyomáson vagy a felhasználás helyén, melegítés, csobogtatás stb. hatására felszabaduló gázok kevés metánt tartalmaznak, és így robbanásveszélyes gázelegy kialakulására kevés lehetőség nyílik. Az ilyen magas nitrogén/metán arányú vizek még a kijelölt határérték feletti metántartalomnál is biztonságosnak tekinthetők.

A térképen körülhatárolható alacsony nitrogén/metán arányú körzetek azokat a kútvizeket szolgáltatják, amelyek eltávolítható gáztartalma magas metántartalmú. Ezek azok a területek, ahol a gázmentesítés nemcsak indokolt, hanem ezen túlmenően megfontolandó a kinyert gáz hasznosításának kérdése is.

A rétegvizek iontartalmának vizsgálata részünkről két eredménnyel szolgált. Az újabb vizsgálatokkal a rétegvizek kémiai összetételük szerint pontosabban osztályozhatóvá váltak (4. ábra). Ez a pillanatnyi vízfogyasztáshoz, valamint a vízbázis bővítéséhez egyaránt hasznos információként értékelhető. A másik következtetésünk szerint az iontartalmak eloszlása, illetőleg a szélsőséges (alacsony és magas) iontartalmú területek a metántartalom-eloszlással csak részben vannak fedésben, és az ionkomponensek egyedileg is különböző eloszlást mutatnak. A metántartalom és egyéb iontartalmak közti összefüggés felderítésére korrelációs számításokat végeztünk. Számítógépes feldolgozással kiválogattuk azokat a kutakat, amelyeknél a metán és a többi komponensek jó korrelációt (0,8-nál nagyobbat) mutatnak. Az eredményeket az 5. ábra mutatja, ahol csak néhány komponensre vonatkozó korrelációt ábrázoltunk és a szemléletesség érdekében csak a 0,8-nál nagyobb korrelációt tüntettük fel.

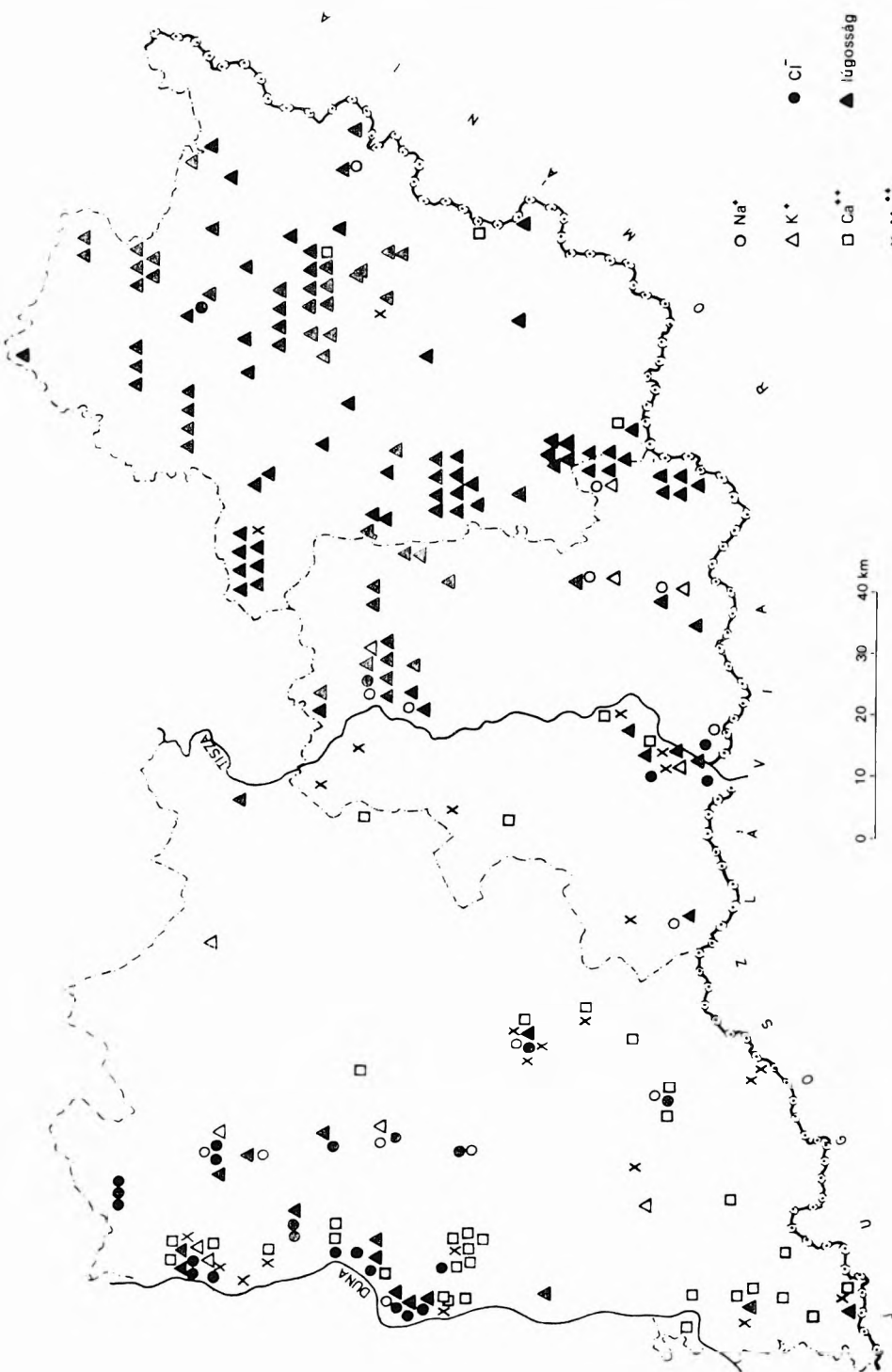
Ezek a térképek is nagyobb területegységeket átfogó eloszlást mutatnak, hangsúlyozva, hogy a víz minőségét megszabó komponensek határozott hidrogeológiai törvényszerűségek alapján változnak, melyek feltárása, hidrogeológiai értelmezése indokolt és soron következő feladat. E véleményünket megerősítik a Tanszék által végzett nyomelem-meghatározások, amelyek szerint a mikroelem-tartalom (vanádium, bór, szilícium stb.) a metántartalom-eloszlással szoros kapcsolatot mutat.

Az eddigiak a gyakorlat nyelvére lefordítva a következőkben összegezhethetők: A rétegvizek metántartalma szabályszerű területi és mélységi megoszlást jelez. Az anomalisztikus területek körülhatárolhatóságát a vizsgálatok nagy száma és a vizsgált kutak arányos területi eloszlása biztosítja. A további kutak vizsgálata, illetve az eddigieknek mélységi mintavétellel történő, szűrőzött szakaszok szerinti metántartalom-vizsgálata e megoszlásképet természetesen finomíthatja. Az elemek makro- és mikro-komponenseinek megoszlása ugyancsak szabályszerű. Kijelölhetők további elemzésre bizonyos területek. Ami a víz felhasználását illeti, az a vizsgálat értelmében adott. Az esetek zömében robbanásveszélyes vízszolgáltatást kell biztonságossá tenni. Ez már hagyományokkal rendelkező technológiai folyamatok révén gázmentesítők alkalmazásával lehetséges.

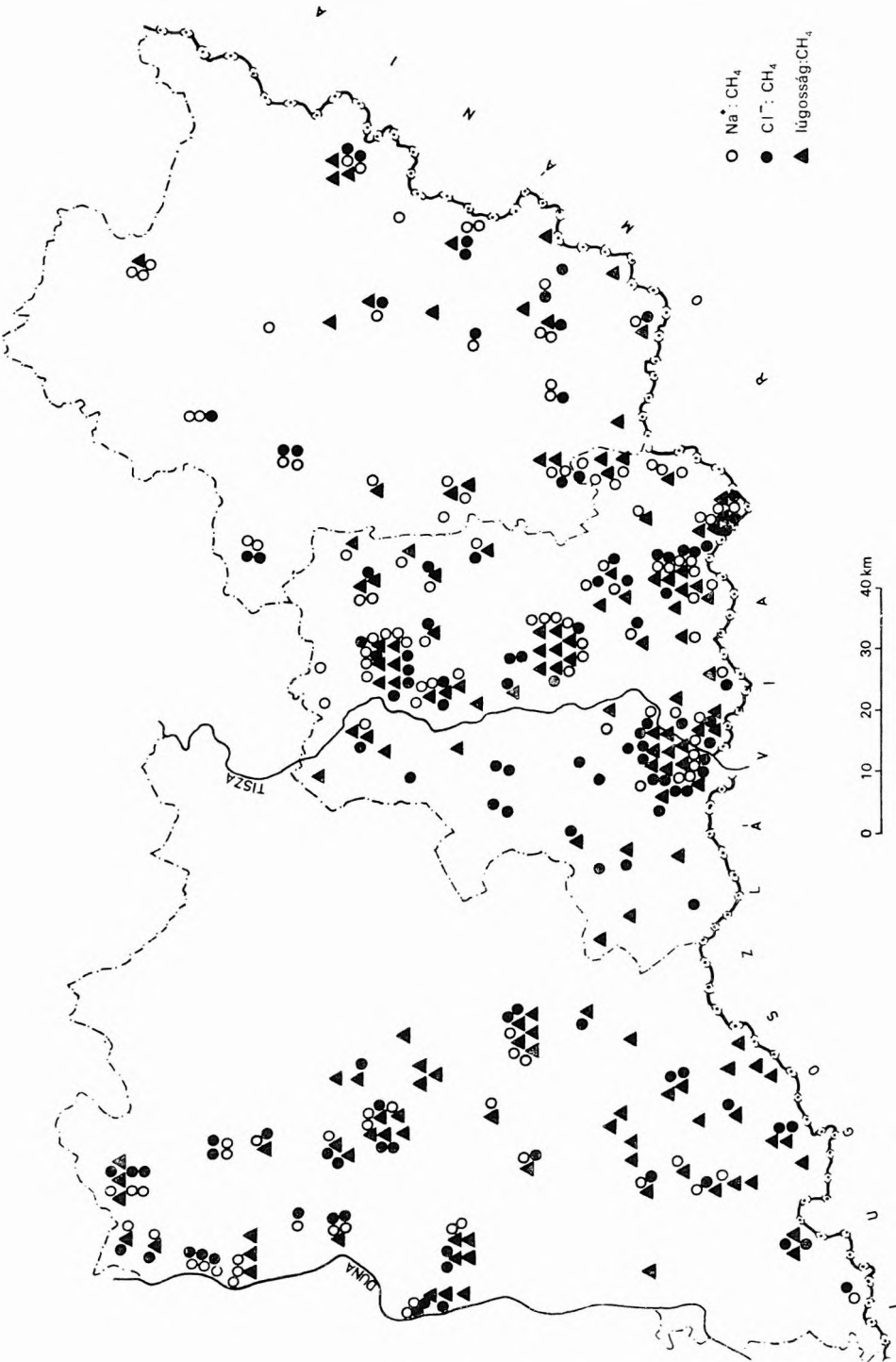
A gázveszélyesség felmérése élet- és vagyónvédelmi szempontból indokolt. Ezen kívül e vizsgálatok olyan eredményeket is hoztak, amelyek más téren is hasznosíthatók. Röviden összefoglalva:

1. Az eddig szerkesztett térképek alapján megjelölhetők azok a területek és mélységközök, amelyek célszerűen termeltethetők a jövőben. Azaz az eloszlástérképek prognózistérképként értékelhetők.

2. Az iontartalom-térképek a várható vízminőség becslésére, prognózisára alkalmasak.



4. ábr. A kitermelt vizek átlagosnál magasabb iontartalmának területi eloszlása. (Szerkesztette KASZAB J.)  
 Fig. 4. Areal distribution of the values of ionic content higher than the average. (Lúgosság = alkalinity). (Plotted by J. KASZAB)



5. ábra. A metántartalom és a Na<sup>+</sup>, Cl<sup>-</sup>, és a lúgosság közötti jó (0,8-nál nagyobb) korreláció helyei. (Szerkesztette KASZAB I.)  
 Fig. 5. Sites of fair correlation (over 0.8) between methane content and Na<sup>+</sup>, Cl<sup>-</sup> and alkalinity (= lúgosság). (Plotted by I. KASZAB)

3. A magasabb metántartalmú területek az ismert mélységű szénhidrogén-tározókkal jó egybeesést mutatnak. Mindenütt, ahol magas a rétegvizek metántartalma, van már ismert szénhidrogéntelep az alsóbb rétegekben. Fordítva ugyan nem mindig egyeznek az adatok, néhány helyen a felszínközeli rétegek nem tartalmaznak metánt akkor sem, ha a mélyben igazoltan van szénhidrogéntelep. A megoszlások alapján azonban remélhető, hogy a további kőolajkutató fúrásokhoz ezek a metánanalízisek és vízkémiai komponensek segítséget nyújthatnak. Ezt sejtetik azok a metánhomológ szénhidrogén-vizsgálatok is, amelyeket ugyancsak a JATE Szervetlen Analitikai Kémiai Tanszékén végeztek és amelyek mind a metánnal, mind a szénhidrogéntepekkel jó korrelációt mutatnak.

4. Az évenkénti vizsgálatok azt mutatják, hogy a rétegvizek gázossága nem változik. Az adatok bizonyos szórást mutatnak ugyan, ez azonban valószínűleg mintavételi és kútzemeltetési bizonytalanságra vezethető vissza. Ugyanazon kutak évenkénti vizsgálata semmiféle tendenciát nem mutat. Ez azt jelenti, hogy a gáztartalom nagyságrendje várhatóan nem változik, azaz a határérték alatti kutak és a határérték feletti kutak kategóriája változatlan. Tekintve, hogy a vizsgált területen igen intenzív szénhidrogén-kutatás folyt az elmúlt időszakban, és a rétegek sokszori áttörése ellenére sem lehet a gáztartalom további növekedését megfigyelni, kizártnak tekinthető, hogy az ivóvizek metántartalmát a kőolaj- és földgázkitermelés a jövőben változtatni fogja. Az, hogy az évenkénti vizsgálatok nem mutatnak gáztartalom-növekedést, csak azt zárja ki, hogy a nagy ütemű, tehát iparszerű szénhidrogén-felhozatal nem gázosítja el a felszínközeli ivóvízadó rétegeket, ugyanakkor nem zárja ki azt, hogy az ivóvízadó rétegek metántartalma az alsó rétegek szénhidrogén-tartalmából vándorol a felszínközeli rétegekbe. E vándorlást helyenként a szénhidrogén-tározók feletti rétegvizekből végzett metánhomológ szénhidrogén-tartalom vizsgálatok egyértelművé teszik. Természetesen katasztrofális véletlen hibák elképzelhetők, s ezért az ivóvizek további vizsgálata indokolt, s ezt rendelkezéseink ugyancsak előírják. Mégis és legfőképp a gazdaságosság szempontjait szem előtt tartva a további vizsgálatoknál magunk részéről a metánhomológ vizsgálatát is indokoltnak tartjuk, hiszen ez a robbanásveszély szempontjából is fontos és a szénhidrogéntepekkel való kapcsolat ezáltal lesz tisztázható.

## ANALYTICAL AND ECONOMIC TEST OF METHANE IN SUBSURFACE WATERS OF THE SOUTHERN GREAT HUNGARIAN PLAIN

by

I. KASZAB—Z. GALBÁCS\*

Waters from wells in the S Great Plain were analyzed in 1975 by JATE (see below) upon request made by OVH (Hungarian National Water Authority). At first the methane hazard, i.e., the examination of the explosive power

\* JATE József Attila University, Department of Inorganic and Analytical Chemistry, Szeged, Hungary

of waters by methane absorbed, and then the macro/micro ionic content, the methane homologues and other kinds of gas contents were soon involved, too. In the past four years some thousands of water analyses were carried out. The interpretation of analytical data was introduced in 1979, by the Southern Great Plain Regional Service of the Hungarian Geological Institute.

Methane contents of water effluent from the wells tested are shown in Fig. 1.

Supplements I to V show, in turn, the distribution of methane related by 100 m depth intervals (upon the average depth of the filtered intervals in wells). There are zones where the methane content increases or decreases parallel with depth, but, elsewhere, no dependence of this kind can be observed.

Since the methane derives from the subsurface beds instead of the atmosphere, the calculation and illustration on map of the nitrogen/methane proportion has seemed purposeful (Fig. 3). A low risk of the formation of explosive gas mixtures is run in zones where the nitrogen/methane ratio of water is high. Such waters are safe even if their methane content exceeds the maximum value admissible from the viewpoint of security.

To decide the question where degasification should be done, two suggestions have been made: 1. wells yielding water of high gas content should be treated first, for they are most dangerous and their methane might be utilized most economically and 2. the limiting value in gas content should be revised, since no degasification is necessary where the nitrogen/methane ratio of the gas content of water is high.

---

**Supplement I.** Total methane content in water of wells filtered in a depth interval of 0 to 100 m. (Plotted by I. KASZAB)

**Supplement II.** Total methane content in water of wells filtered in a depth interval of 100 to 200 m. (Plotted by I. KASZAB)

**Supplement III.** Total methane content in water of wells filtered in a depth interval of 200 to 300 m. (Plotted by I. KASZAB)

**Supplement IV.** Total methane content in water of wells filtered in a depth interval of 300 to 400 m. (Plotted by I. KASZAB)

**Supplement V.** Total methane content in water of wells filtered in a depth interval of 400 to 500 m. (Plotted by I. KASZAB)

## A DÉVAVÁNYAI FŰRÁSBAN FELTÁRT ÜLEDÉKEK EREDETE GEOKÉMIAI ÉS ÁSVÁNYTANI VIZSGÁLATOK ALAPJÁN

A. GHEITH\*

A földtani alapfúrásokkal 1000–1500 m mélységig feltárt magyar Alföld folyóvízi és tavi üledékei alkalmasak arra, hogy korszerű szedimentológiai és geokémiai vizsgálatokkal az üledék eredetére és lerakódása körülményeire következtessünk s ezzel a medence pliocénvégi és negyedidőszaki fejlődéstörténetére vonatkozóan értékes adatokat kapjunk. Jelen tanulmányomban a dévaványai fűrés geokémiai és ásványtani vizsgálatának eredményeit közlöm. A szedimentológiai vizsgálatokról külön tanulmány készült.

A főbb elemeket 16 válogatott mintán nedves kőnniai elemzéssel és lángfotométerrel vizsgáltuk. Az ásványtani vizsgálatokat 20 palás agyag mintán és azok elkülönített agyagfrakcióin röntgendiffrakciós eljárással végeztük. A nyomelemeket az emissziós spektrográffal és röntgenfluoreszcens módszerrel tanulmányoztuk. Utóbbi módszerrel kísérleti elemzéseket végeztünk az elkülönített agyagfrakciókon is.

### Geokémiai vizsgálatok

A dévaványai fűrésanyag kémiai összetétele az 1. táblázatban látható. A homokkövek kémiai osztályozása az adatok háromszögdiagramon való ábrázolásával (1. ábra) történt. Megjegyzendő, hogy a megvizsgált dévaványai homokkövek legtöbbször szubarkózás típusú. Nagyon kevés a kvarcitos. A 2. ábra a  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  arányt mutatja be, amely szintén az arkózás összetételt tükrözi. A 3. ábra az  $\text{Al}_2\text{O}_3$  és az alkáliák közötti arányt mutatja be. A  $\text{K}_2\text{O}$ -tartalom az instabil összetevőkkel, a különböző kőzettani eredetű alumínium-oxidokkal növekszik. Az  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$  arány 20 feletti értéke az anyag származási területén erősen mállott kőzetekre vall. A felső-pliocén alján települő üledék erősen mállott kőzetekből származik, míg a negyedidőszaki üledékek esetében a 10-nél alacsonyabb viszonyszám a kémiai mállás hiányát mutatja (3. ábra, 2. táblázat).

Hasonló eredményekre jutottunk a  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  arány vizsgálatával. A felső-pliocén üledék alsó részénél nagy  $\text{K}_2\text{O}$ -tartalom mutatkozik, minthogy itt az agyagásványok nagy bőségben jelentkeznek.

Összefoglalva a dévaványai palás agyag minták kémiai összetételére vonatkozó vizsgálatokat, a következő megállapítások tehetők:

1. A felső-pliocén palás agyagokban az  $\text{Al}_2\text{O}_3$  dúsult fel, az agyagásvány-tartalom és a (nem mállott) földpáttartalom megnövekedésének megfelelően.

\* MTA – MÁFI aspiráns

## A déványai üledékek

Mélység (m), kor, kőzet				SiO <sub>2</sub> %	TiO <sub>2</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	FeO%	MnO%	CaO%	MgO%	Na <sub>2</sub> O%
3,7—	4,41	pl	palás agyag	48,43	0,83	16,1	5,05	1,13	0,14	8,31	2,17	0,96
205,2—	208,20	pl	homokkő	73,46	0,69	9,38	2,00	3,57	0,44	0,55	1,83	1,08
282,3—	284,50	pl	palás agyag	55,14	0,9	19,54	3,48	2,08	0,07	2,72	2,48	0,85
357,0—	360,00	pl	homokkő	77,0	0,7	10,65	2,06	1,05	0,03	1,17	1,09	1,23
378,0—	386,00	pl	palás agyag	55,4	0,90	18,34	5,45	1,32	0,06	1,15	1,98	0,80
493,0—	500,90	pl	homokkő	81,17	0,52	8,68	1,59	1,30	0,02	0,62	0,65	1,11
625,5—	630,00	fp	palás agyag	62,91	0,85	14,91	3,74	1,75	0,07	1,59	2,4	1,21
741,9—	748,00	fp	homokkő	77,78	0,71	10,57	1,44	1,38	0,03	0,72	0,99	1,29
868,8—	874,60	fp	palás agyag	56,91	0,97	16,03	5,98	1,48	0,23	2,40	2,47	1,10
882,0—	885,60	fp	homokkő	78,24	0,44	10,10	1,37	1,14	0,02	1,31	1,30	1,15
1006,00		fp	palás agyag	55,81	1,06	18,35	5,69	1,71	0,02	1,88	1,60	0,85
1037,00		fp	homokkő	75,78	0,65	10,88	1,64	1,66	0,04	1,88	1,16	1,19
1094,2—	1099,60	fp	homokkő	82,11	0,37	8,01	1,2	1,36	0,05	1,31	0,94	1,02
1131,50		fp	homokkő	72,56	0,72	12,56	2,04	1,98	0,03	0,87	1,25	0,90
1191,00		fp	palás agyag	55,1	0,81	22,04	2,86	1,16	0,02	0,5	1,66	0,6
1262,00		fp	palás agyag	65,84	1,03	15,27	3,04	1,17	0,14	1,57	1,60	1,10

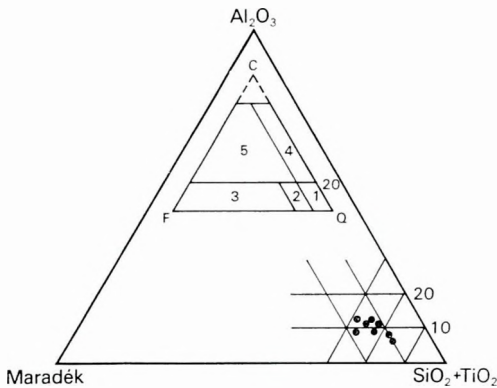
B, Rb, Ga, Zn, V, Co, Cr = spektrográffal mérve.

Ba, Zr, Ni = röntgennel vizsgálva,

n. d. = nincs meghatározva,

pl = pleisztocén,

fp = felső-pliocén.

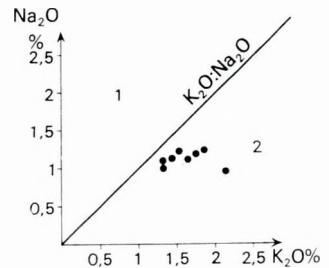


1. ábra. Déványai homokkövek kémiai összetétele

1. Kvarcitos homokkő, 2. szubarkózás homokkő.  
3. arkózás homokkő, 4. szubgrauvacke, 5. grauvacke.  
Q = kvarc, F = földpát, C = agyagásvány

Fig. 1. Chemical composition of the Déványa sandstones expressed in the  $SiO_2 + TiO_2 - Al_2O_3$  - remaining oxides triangle

1. Quartzose sandstones, 2. subarkoses, 3. arkoses.  
4. subgraywackes, 5. graywackes.  
Q = quartz, F = feldspar, C = clay



2. ábra. Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O arány a déványai homokkövekben

1. Grauavacke, 2. arkózás homokkő

Fig. 2. Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O ratio for the Déványa sandstones

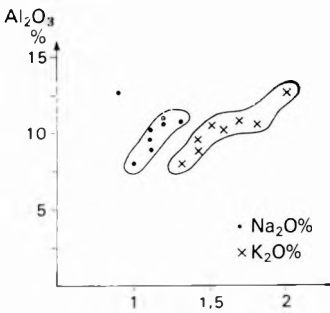
1. Graywackes 2. arkoses



1. táblázat

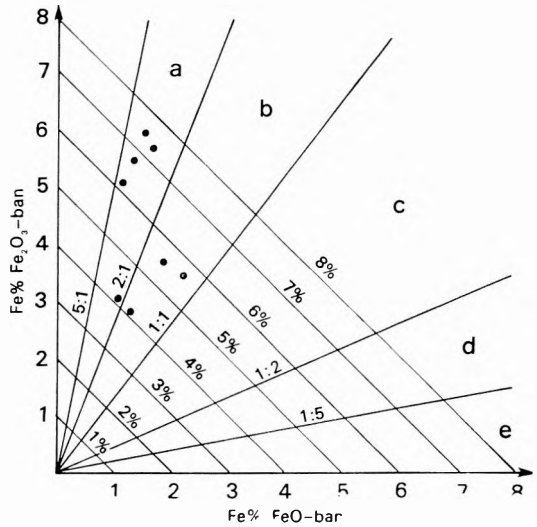
geokémiai összetétele

K <sub>2</sub> O%	- H <sub>2</sub> O%	+ H <sub>2</sub> O%	CO <sub>2</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Össze- sen %	B ppm	Rb ppm	Ga ppm	Zn ppm	V ppm	Co ppm	Cr ppm	Ba ppm	Zr ppm	Ni ppm
2,67	2,7	5,33	6,36	0,14	100,32	40	140	15	60	110	24	52	550	100	33
1,38	0,47	1,88	3,10	0,09	99,92	33	60	11	20	80	14	36	n. d.	n. d.	n. d.
3,06	2,89	5,08	1,73	0,11	100,13	75	150	22	100	110	23	68	670	118	46
1,52	0,72	2,81	0,11	0,07	100,21	30	65	12	25	75	15	42	n. d.	n. d.	n. d.
2,97	4,42	6,13	0,16	0,09	99,37	70	140	20	72	120	18	70	620	150	39
1,41	0,38	2,25	0,29	0,08	100,07	36	55	12	20	60	14	21	n. d.	n. d.	n. d.
2,55	1,66	5,15	0,79	0,11	99,69	110	100	16	110	130	21	52	620	160	37
1,83	0,57	2,96	0,17	0,07	100,51	59	70	14	40	90	16	40	n. d.	n. d.	n. d.
2,88	2,20	5,29	0,98	0,70	99,62	35	80	15	120	90	13	44	520	120	17
1,62	0,81	2,78	0,15	0,06	100,49	26	75	6	20	50	10	15	n. d.	n. d.	n. d.
3,12	3,37	6,05	0,07	0,09	99,67	70	140	20	100	130	24	58	625	98	39
1,68	0,76	2,96	0,15	0,07	100,43	45	80	13	32	120	20	34	n. d.	n. d.	n. d.
1,27	0,69	2,02	0,04	0,04	100,43	20	60	7	20	75	13	22	n. d.	n. d.	n. d.
2,07	1,48	3,93	0,07	0,03	100,49	49	80	15	32	100	15	50	n. d.	n. d.	n. d.
3,10	4,02	8,35	0,09	0,04	100,55	75	90	22	110	110	14	54	750	125	35
2,52	1,37	4,44	0,87	0,08	100,34	52	85	17	120	90	15	57	750	168	25



3. ábra. Az alumíniumoxidok és alkáliák közötti arány a homokkövekben

Fig. 3. Relationship between Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and alkalies in sandstones



1. ábra. A ferro- és ferri-tartalom a palás agyagokban

a = vörös agyag, b = bibor, c = összes vas, d = zöld, e = fekete

Fig. 4. Relation of ferrous-ferri content to colour for shales

a = red shale, b = purple shale, c = total iron, d = green shale. e = black shale

2. táblázat

Na<sub>2</sub>O-arányok

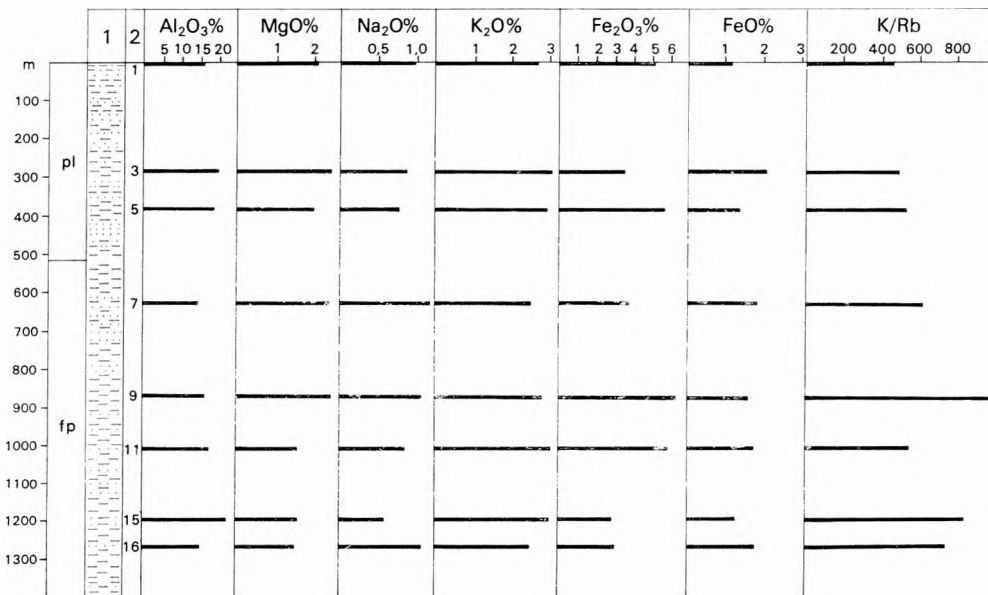
Mintaszám	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O
2.	8,7	1,27
4.	8,6	1,23
6.	7,8	1,27
8.	8,1	1,42
10.	8,7	1,40
12.	9,1	1,41
13.	7,8	1,24
14.	14,0	2,30

2. A minták Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-ban, MgO-ban és K<sub>2</sub>O-ban való gazdagsága figyelhető meg, ami a kloritok és a csillámok feldúsulásával jár együtt.

3. A ferri- és ferro-oxidok viszonya az agyagásványok színét tükrözi (TOMLINSON 1916, PETTJOHN 1975). A dévaványai palás agyagok zöme ui. vörös és bíbor színű. Ez valószínűleg az üledékképződési környezetben mutatkozó oxidációs jelenségekre vezethető vissza (4. ábra).

4. Megállapítható volt, hogy a palás agyagokban a + H<sub>2</sub>O-tartalom nagyobb, mint a homokkövekben, ami az agyagásványok feldúsulásának köszönhető, az agyagásványok ui. kristályvizet is tartalmaznak.

5. A palás agyagokban a kémiai összetétel változását a mélység függvényében az 5. ábra mutatja.



5. ábra. A kémiai összetétel változása a mélységgel a palás agyagokban

1. Kőzetkifejlődés, 2. minták sorszáma. *pl* = pleisztocén, *fp* = felső-pliocén

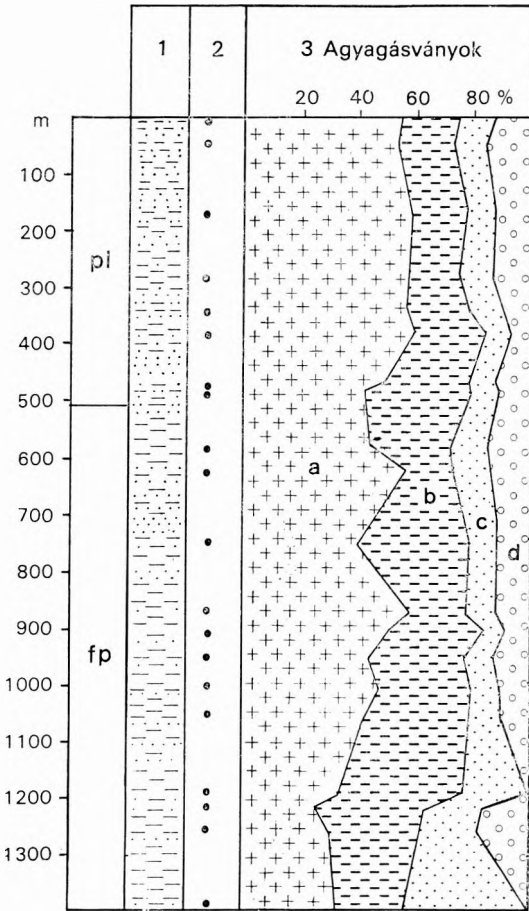
Fig. 5. Variation of the chemical composition of shale sediments with depth

1. Lithology, 2. core number. *pl* = Pleistocene, *fp* = Upper Pliocene

## Agyagásványok és nyomelemek a déványai palás agyag mintákban

Mintaszám	Mélyiség és kor	1. A minta eredeti anyaga (súly%)						2. Agyagfrakció (súly%)				3. Nyomelemek az agyagfrakcióban										
		Montmorillonit	Illit/mont-	Illit + Illit/musz-	Koelit	Koilit	Kvarc	Kaliföldpát	Plagioklasz-	Földpát	Kalcit	Montmorillo- nit + Illit/musz-	Illit	Koilit	Koelit	Ba ppm	Zr ppm	Zn ppm	Ni ppm	Ti ppm	Fe %	Mn %
1.	3,7–4,4 pl	12	4	19	12	—	26	—	10	17	54	21	11	14	480	68	120	65	—	—	4,4	0,25
2.	41,4–50,0 pl	6	ny	33	7	—	25	5	17	6	53	19	12	16	240	34	100	68	170	—	3,5	0,42
3.	172,9–181,0 pl	20	13	23	10	—	34	—	—	—	57	20	10	13	550	37	120	70	275	—	3,3	0,14
4.	282,3–284,5 pl	10	8	42	20	—	14	ny	4	3	57	18	11	14	320	40	82	48	240	—	3,3	0,29
5.	341,6–349,6 pl	—	9	20	13	—	40	—	10	9	56	22	11	11	560	42	83	78	280	—	4,2	0,18
6.	378,0–386,0 pl	22	ny	23	14	—	32	—	9	—	58	26	8	8	650	26	67	65	213	—	2,6	0,08
7.	474,6–477,6 pl	15	—	24	18	—	34	ny	10	—	48	30	10	12	230	43	110	88	340	—	5,7	0,28
8.	481,2–485,0 pl	ny	—	49	20	—	20	—	12	—	42	36	10	12	270	55	120	77	280	—	4,8	0,09
9.	590,0–592,0 pl	4	—	44	14	—	21	4	14	—	43	29	11	17	250	29	90	68	340	—	3,2	0,17
10.	625,5–630,0 fp	9	—	35	15	—	31	ny	10	—	55	17	13	15	310	44	76	57	220	—	3,3	0,11
11.	755,0–759,0 fp	10	—	31	16	—	32	—	7	4	39	39	10	12	360	39	90	57	210	—	3,8	0,17
12.	868,8–874,6 fp	6	—	38	17	—	24	—	8	—	58	20	10	12	310	34	72	62	210	—	4,2	0,7
13.	908,8–912,0 fp	18	22	32	16	—	12	—	—	—	50	32	8	10	460	42	92	54	290	—	2,6	0,08
14.	951,2 fp	4	—	39	15	—	28	2	11	2	44	32	11	13	430	42	87	49	260	—	2,2	0,15
15.	1006,2 fp	17	6	27	20	—	24	—	6	—	47	31	10	12	480	40	80	72	290	—	3,9	0,15
16.	1052,2 fp	7	8	28	15	—	31	—	9	3	42	37	10	11	280	42	100	87	290	—	4,1	0,51
17.	1191,0 fp	8	11	45	—	9	22	—	4	—	33	44	23	—	400	38	65	42	300	—	1,7	—
18.	1219,0 fp	—	—	49	21	—	19	—	—	—	26	37	20	17	400	40	100	77	330	—	3,6	0,09
19.	1262,0 fp	—	2	44	10	7	29	—	8	—	30	31	20	19	300	52	62	72	240	—	3,4	0,06
20.	1397,3 fp	—	—	34	7	9	28	3	18	2	34	22	44	—	—	46	90	92	380	—	4,2	0,27

pl = pleisztocén, fp = felső-pliocén



6. ábra. Az agyagásványok viszonylagos gyakoriságának változása a mélységgel

1. Kőzetkifejlődés, 2. mintavétel. a = montmorillonit + illit/montmorillonit, b = illit, c = kaolinit, d = klorit

Fig. 6. Variation of the relative frequency of clay minerals with depth for sediments

1. Lithology, 2. samples, 3. clay minerals.

a = montmorillonite + illite/montmorillonite, b = illite, c = kaolinite, d = chlorite

ken végbement nagykiterjedésű mállásra vezethető vissza, ahol a csillámokból K oldódik ki és illit képződését segíti elő (WEAVER 1973).

Kaolinit a vizsgált mintaanyag agyagásványai között nem jelenik meg, mert a kimutatási határérték alatt van, viszont megjelenik az agyagfrakciókban. A montmorillonit nem volt elkülöníthető a kevertrácsú csillámoktól. A kaolinit a felső-pliocén rétegsor alján gyakori és fluviolakusztris környezetre vall (MILLOT 1962).

A negyedidőszaki és felső-pliocén agyagásványok között további fontos különbség az, hogy utóbbiakban nagy az illit és a kaolinit mennyisége és keve-

Ásványos összetétel. A dévaványai fúrásból az agyagos üledékekből 20 magmintát vizsgáltunk meg. Az agyagnak és a belőle leválasztott agyagfrakciónak ásványi összetételét röntgendiffrakciós vizsgálattal állapítottuk meg. Az eredmények a 3. táblázatban láthatók.

A nem frakcionált palás agyagban a legközönségesebb ásvány a kvarc, plagioklász és az agyagásványok: illit, klorit és montmorillonit. Ritkábbak a kalcit, a káliföldpát és a kaolinit.

A különválasztott agyagfrakciókban meghatározott ásványtársaság leginkább montmorillonitból áll, illit, klorit és kaolinit változó mennyiségben fordul elő. Relatív százalékarányukat a mélység függvényében a 6. ábra mutatja.

Az agyagok röntgenvizsgálattal megállapított montmorillonitjai vulkáni hamuból származhatnak, de származhatnak bázikus eruptív kőzetek mállott anyagából is. Az agyagban a plagioklászfeldpátok túlsúlya a káliföldpátokkal szemben arra utal, hogy az üledékgyűjtőben bázikus eruptív kőzetek törmeléke került leülepedésre.

A felső-pliocén agyagokban nagy illittartalom mutatkozik, ami valószínűleg metamorf csillámpala anyakőzeten

sebb a montmorillonit. Figyelemre méltó, hogy a negyedidőszaki palás agyagok MgO-tartalma nagyobb, mint a felső-pliocén rétegeké, ez a montmorillonit eredetére utal, amely főleg vulkáni anyagok átalakulásából keletkezik. A felső-pliocén palás agyagok kis MgO-tartalma a földpátok átalakulásával az illitképződésnek kedvez.

A K/Mg és K/Na arány értékeket is vizsgáltuk (4. táblázat). Alacsony értékek adódtak a negyedidőszaki palás agyagok esetében a montmorillonit és a klorit dúsulásának megfelelően. A felső-pliocén rétegekben jelentkező magas arány-érték a káliciföldpátok mállásából származó illitnek tulajdonítható (WEAVER 1973). Mindez összhangban van a korábbi következtetésekkel.

Általában megállapítható, hogy a dévaványai fúrás agyagásványai nagyobbreszt törmelékes eredetűek és a származási hely közetének lepusztulási termékei. Kevésbé mutatnak összefüggést a mélységgel.

4. táblázat

**N y o m e l e m e k.** A nyomelemeket mind a teljes fúrási maganyagban, mind pedig a frakcionált agyagban megvizsgáltuk. A cél az üledékek származási helyének megállapítása volt.

Az 1. és 3. táblázatban foglalt adatokból a következőket állapíthatjuk meg:

1. A bór, a gallium és a rubídium, mint változók, az édesvízi és tengeri üledékek megkülönböztetésére alkalmasak DEGENS et al. (1958) szerint (7. ábra). A nyomelemek alapján a dévaványai üledékek édesvízi környezetből származnak.

2. A felső-pliocén mintákban a K/Rb aránya magasabb, mint a negyedidőszakiakban (5. ábra). Ez azt mutatja, hogy a felső-pliocén üledék kevésbé kilúgozott, éretlenebb és valószínűleg több bazalttörmelékot tartalmaz.

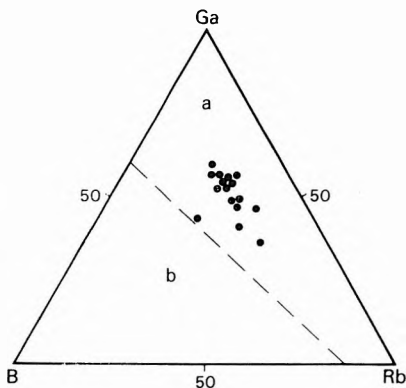
Az előforduló nyomelemek és a kőzetösszetétel (elsősorban az agyagásványok) között bizonyos kapcsolat mutatható ki.

3. A Zn, V és Co inkább a finomabb szemcséjű agyagokban halmozódik fel és nem a durva szemcséjű üledékekben. Ennek oka a szerves frakciók feldúsulásában van, amint azt az agyagásványoknál már láttuk. A Zn-nek a kloritokban való feldúsulását a világ más táján is észlelték (LEE et al. 1966). A cink az oktaéderez rétegekben a Mg-t vagy a Fe-t helyettesítheti (TAYLOR 1965).

4. A Zr és a Ba a minták durvább szemcséjű frakciójában dúsul fel és nem

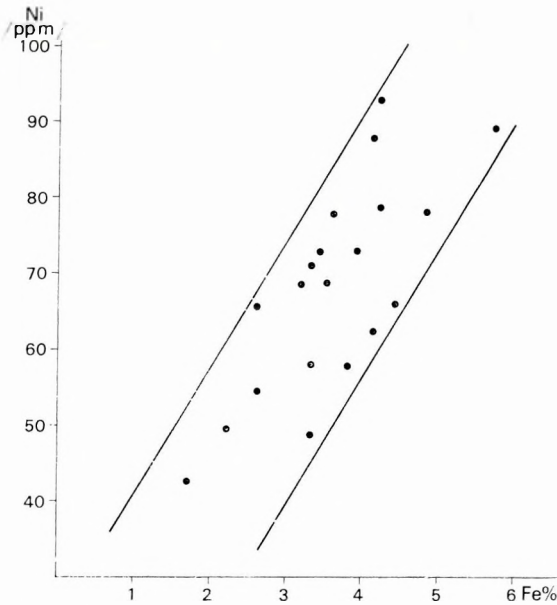
## K-arányok

Mintaszám	K/Mg	K/Na
1.	5,11	1,81
3.	5,13	2,34
5.	6,23	2,42
7.	4,41	1,37
9.	4,85	1,71
11.	8,10	2,39
15.	7,76	3,37
16.	6,54	1,49



7. ábra. A gallium, rubídium és bór előfordulása az üledékmintákban (a Ga esetében 10×-es értékkel)  
a = édesvízi, b = tengeri

Fig. 7. Triangle diagram showing abundance of gallium, rubidium and boron in the sediment samples (values for Ga 10× exaggerated)  
a = fresh water. b = marine



8. ábra. Pozitív korreláció az agyagfrakció Ni- és Fe-tartalmában

Fig. 8. Positive correlation between Ni and Fe content in the clay fractions

zik (8. ábra). A frissen lerakódott, agyagásványokban gazdag üledék e három elemből már eredetileg is sokat tartalmazhatott.

A szerző köszönetet mond RÓNAI Andrásnak a minták rendelkezésére bocsátásáért és munkája felügyeletéért. Hálásan köszöni KLIBURSZKYNÉ VOGL Mária akadémikus értékes bírálatát, valamint RAVASZNÉ BARANYAI Livia és VICZIÁN István bátorítását és érdeklődését munkája iránt.

## IRODALOM

- DEGENS E. T. — VILLIAMS E. G. — KEITH M. L. 1958: Environmental studies of carboniferous sediments. Part II: Application of geochemical criteria. — *Bull. Amer. Petrol. Geol.* 42. 5. pp. 981 — 997.
- LEE D. E. — COLEMAN R. S. — BASTRON H. — SMITH V. C. 1966: A two-amphibole glaucophane schist in the Franciscan formation, Cazadero area, Souma country, California. — *U. S. Geol. Surv. Profess. Pap.* 550 — 148.
- MILLOT G. 1962: Crystalline neoformations of clays and silica. — *Phys. Sci. Some Recent Advances in France and the United States.* N. Y. Univ. Press. pp. 180 — 194.
- PETTIJOHN F. J. 1963: Classification of sandstones. — *Journ. Geol.* 62. pp. 630 — 635.
- PETTIJOHN F. J. 1975: Sedimentary rocks. — Harper and Row, New York.
- TAYLOR S. R. 1965: The application of trace element data to problems in petrology: 133 — 214. — In AHRENS L. A. — PRESS F. — RUNCORN S. K. — UREY C. (eds.): *Physics and chemistry of the Earth*, 6. Pergamon Press. Oxford.
- TOMLINSON C. W. 1916: The origin of red beds. — *Journ. Geol.* 24. pp. 153 — 179.
- WEAVER C. E. — POLLARD L. D. 1973: The chemistry of clay minerals. — *Developments in sedimentology.* 15. Elsevier, Amsterdam, London, New York.

a finomabb agyagfrakciókban. Ez valószínűleg a lehardott földpátoknak, zircronnak, csillámoknak és karbonátoknak köszönhető.

5. A rubídium inkább a finomszemű üledékekben dúsul fel, megjelenhetnek, mint adszorbeált ion az agyagásványokban és a kőzetlisztek földpátjainak szerkezetében.

6. A felső-pliocén üledékekben nagy mennyiségű illitet tapasztaltunk. Ez magyarázhatja a magas  $K_2O$ -, Ba- és Rb-tartalmat.

7. A Mn és Fe, mint az agyagásványok kísérője, azt mutatja, hogy a két elem mint kriptokristályos oxid jelenhet meg és/vagy mint hidroxidrészeske az agyagásványok felületén, vagy hasadékaiban. A Ni mennyisége a vaséval együtt változik.

ON THE ORIGIN OF THE DÉVAVÁNYA SUBSURFACE  
SEDIMENTS, GREAT HUNGARIAN PLAIN

by

A. GHEITH\*

The major elements were determined by wet chemical analyses and flame photometric method for selectively 16 core samples from the Dévaványa borehole. Mineralogical analyses were performed using X-ray diffraction for 20 shale samples and their separated clay fractions.

The common trace elements in the original samples were determined using emission spectrographic method and X-ray fluorescence. A preliminary analysis was made for the separated clay minerals using X-ray fluorescence.

The major elements  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$  and  $\text{P}_2\text{O}_5$  are determined for 16 core samples and the percentage of each oxide is given in Table 1.

The chemical classification of the sandstone was performed by the triangle diagram according to PETTIJOHN (1963) and given in Fig. 1. It is observed that most of the Dévaványa sandstones examined chemically are of subarkosic type. Very few samples are quartzose. Moreover, the relationship between  $\text{Na}_2\text{O}$  and  $\text{K}_2\text{O}$  for the Dévaványa sandstone was given in Fig. 2 and reflects the arkosic composition according to PETTIJOHN (1975).

The relationship between  $\text{Al}_2\text{O}_3$  content and the alkalis was given in Fig. 3. It is observed that the  $\text{K}_2\text{O}$  content increases with increasing unstable components that produce various amount of alumina due to their different petrographic nature.

The ratio of  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$  was examined, the values above 20 reflect mature strongly weathered materials in the source area. Therefore, the bottom part of the Upper Pliocene sediments indicate extensive weathering in the source area, while the Quaternary and the top part of Upper Pliocene with values below 10 reflect a lack of chemical weathering (Fig. 3, Table 2).

Similar results are achieved by the investigation of the  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  ratio. High  $\text{K}_2\text{O}$  content is reflected by the Upper Pliocene bottom deposits due to the abundance of clay minerals.

Regarding the chemical composition of the shales examined from the Dévaványa borehole, the following criteria have been recorded:

1. The Upper Pliocene shales have an enrichment in  $\text{Al}_2\text{O}_3$  reflecting an enrichment in clay minerals and unweathered feldspars.

2. It is clearly seen that the samples are enriched in  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  and  $\text{K}_2\text{O}$ , a phenomenon due to respective enrichment in chloritic matter and mica.

3. The relation of ferric to ferrous oxide reflects the colour of the shales (TOMLINSON 1916, PETTIJOHN 1975). It was observed that most of the shale samples studied from the Dévaványa borehole have a red to purple colour (Fig. 4) probably due to the oxidation state of the environment of deposition.

\* Candidate of the Hungarian Academy of Sciences and the Hungarian Geological Institute

4. It was recognized also that, there is a greater content in  $+H_2O$  reflected by the shaly materials than the sandstones, which is due to the enrichment in clay minerals containing combined water in the crystal structure.

5. Variation of the chemical composition of the Dévaványa shale sediments with depth is given in Fig. 5.

Twenty core samples were chosen to represent the argillaceous strata of the Dévaványa borehole. The mineral assemblages of both the raw materials and the separated clay fractions are determined using the X-ray diffraction method. The detailed mineralogical data of the cores are presented in Table 3. The most common minerals in the original cores are quartz, plagioclase and clay minerals, illite, chlorite and montmorillonite. Among the less common minerals are calcite, potassic feldspar and kaolinite.

The clay mineral assemblages identified in the separated clay fractions consist mainly of montmorillonite mixed layer m./i. and illite. Chlorite and kaolinite are present in varying amounts. Their relative percentages with depth is shown in Fig. 6.

The presence of montmorillonite identified by X-ray examination of the clays might be from volcanic ash or it could have formed by weathering of basic igneous rocks in the source area. The predominance of plagioclase feldspar over potassic feldspar in the raw materials suggests basic igneous source rocks supplying some detritus to the basin of deposition.

High content of illite is recorded in the Upper Pliocene clays, this probably reflects an extensive weathering for metamorphic mica schist parent rocks in which K is leached from mica and illite is formed (WEAVER 1973).

Kaolinite did not appear among the clay minerals of raw materials because it is lower than the detection limit, but it appeared in the clay fractions. No montmorillonite could be separated from mixed layer m./i. Moreover, kaolinite shows a high frequency percentage in the bottom of the Upper Pliocene, probably due to the fluvio-lacustrine environment (MILLOT 1962).

Another important difference between the Quaternary and Upper Pliocene clay minerals is the high content of illite and kaolinite and the lower content of montmorillonite mixed layer m./i. recorded in the Upper Pliocene. Moreover, the author has noticed that the MgO content of the Quaternary shales is relatively higher than that of the Upper Pliocene, reflecting the origin of montmorillonite mostly formed by the alternation of volcanic materials. Also the low MgO in the Upper Pliocene shales favours the formation of illite from the alternation of feldspar. Thus MgO is usefully used to give information on the origin of clay minerals (WEAVER 1973).

However, K/Mg and K/Na ratios are also used (Table 4). Low ratios (reflected by the Quaternary shales) favour the formation of montmorillonite and chlorite and high values (reflected by the Upper Pliocene illite) appear to be due to the weathering of K-feldspar (WEAVER 1973). These circumstances corroborate the above conclusion.

Generally, it can be concluded that the great majority of the clay minerals studied in the Dévaványa borehole are detrital in origin reflecting the character of source rock and show slight changes with increasing depth.

The study is an attempt to determine the trace elements content in both the raw materials and their separated clay minerals. Moreover, the trace elements are used as indicators of environment and source rock type.



The trace elements determined for the raw materials and their separated clay minerals are shown in Table 1 and Table 3. The following observations are recorded:

1. The relative boron, gallium and rubidium as variables are used to differentiate between fresh-water and marine deposits according to DEGENS et al. (1958). The diagram is constructed and shown in Fig. 7. A good separation was possible on the basis of trace element data. Most of the Dévaványa deposits are associated with fresh-water environment.

2. The samples analyzed from the Upper Pliocene have the higher K/Rb ratios than those from the Quaternary (Fig. 5). This indicates that the Upper Pliocene sediments consist of less leached, more immature materials or probably contain more basaltic debris than those of the Quaternary. It can be concluded that variations in trace elements are in part related to variations in rock composition especially clay minerals.

3. Zn, V and Co appear to be concentrated more in the finer raw shale materials than in the coarser detrital sediments, which is probably due to enrichment in organic fractions that have been seen and clay minerals. Moreover, chlorite was found to be enriched in Zn in other parts of the world (LEE et al. 1966). Zinc may be a substitute for Mg and/or Fe in octahedral layers (TAYLOR 1965).

4. In the size distribution of the sediments, it was found that both Zr and Ba are more enriched in the coarser detrital raw materials than in the finer clay fractions, which is probably due to the presence of detrital feldspar, detrital zircon, mica and carbonate.

5. Rubidium was found to be enriched more in the finer detrital shale deposits than in the coarser sediments, it may occur as adsorbed ions in clay minerals and in the structure of feldspars in the silt.

6. A large amount of illite was determined in the Upper Pliocene sediments, this may be explained by the higher  $K_2O$ , Ba and Rb contents.

7. The association of Mn and Fe with the clay minerals explains that the two elements may occur as crypto-crystalline oxides and/or hydroxide particles adhered to the surface or cleavage of clay minerals. Above all Ni was found to vary in proportion with iron (Fig. 8), a fact probably due to freshly deposited clay-rich sediments having over-all high contents of these three elements.

Table 1. Geochemical composition of the Dévaványa sediments

Age: *pl* = Pleistocene, *fp* = Upper Pliocene. Lithology: *pa* = shale, *hk* = sandstone. B, Rb, Ga, Zn, V, Co, Cr are determined by emission spectrography. Ba, Zr, Ni are determined by XRF. N.d. = non determined

Table 2.  $Na_2O$ -percentages

Table 3. Mineralogical and trace element data for Dévaványa shale samples. Data as relative percentages from X-ray diffractograms

Age: *pl* = Pleistocene, *fp* = Upper Pliocene. 1. Raw materials: montmorillonite; illite/montmorillonite; illite + illite/muscovite; chlorite; kaolinite; quartz; potash feldspar; plag. feldspar; calcite. 2. Clay fractions: montmorillonite + illite/muscovite; illite; kaolinite, chlorite. 3. Trace elements in clay fractions. *ny* = trace

Table 4. K-percentages



## DEDOLOMITOSODOTT TELÉRSZERŰ KÖZETTESTEK A NAGYEGYHÁZI-MEDENCE FELSŐ-TRIÁSZ DOLOMITALJZATÁBAN

TÓTH ÁLMOS—T. GECSE ÉVA\*

Szerzők a Dunántúli-középhegység ÉK-i részén fekvő Nagyegyházi-medence felső-triász aljzatában dolomit rovasára képződött másodlagos mészkövesteket (dedolomitot) írnak le. A teléres megjelenésű dedolomittegek feltételezésük szerint idős (preeocén) tektonikai vonalak mentén felszálló hidrotermális oldatok hatására képződtek.

É telérek helyenként néhány száz méter hosszban a felszínen is nyomozhatók. Szélességük a 10–20 m-t is eléri. A jelenség mélységi kiterjedése nem ismert, de több száz méter is lehet. A telérek köztanilag változatos összetételűek. A szalagos kalcittelértől a dedolomiton keresztül az ép, bontatlan dolomitig számos közetváltozat megfigyelhető. Ez utóbbiak néhány mm-től a hatalmas, több m<sup>3</sup>-es tömbökig terjedő zárványok, reliktumok is lehetnek. A dedolomitosodott közetek lényegében kalcitből és dolomitból állnak. A dedolomitosodott övet bezáró, át nem alakult dolomitban periklász és magnezit is kimutatható volt.

A nagyegyházi bauxittelep újrafelfedezését követő felderítő bauxitkutatási fázis egyik fúrása, a mesterberek Me-40. számú, az eocén „subplanulatusos” kőszételep fekvőjében ismertté vált dolomitfanglomerátum összlet alatt 36 m hosszban sajátos küllemű közetet harántolt, majd karni dolomitba jutott. A közetet szabad szemmel jura mészkőnek vélték. A vélekedés helyességét alátámasztani látszott a tőle ÉNy-ra, mintegy 1500 m-re korábban mélyült Me-17. sz. fúrás, amelynek feküanyagát juraként ismertették. KNAUER (1973) rámutatott az általa vizsgált vértesi liásztól való különbségére: „A csákány-pusztai liász egészében eltér a tőle mintegy 4 km-re ÉK-re megismert, 100 m vastag liász rétegsortól, amely crinoideás mészkőből, dolomitbreccsából, dolomit- és mészkőtörmeléből áll, s a felsőtriász dolomit-mészkő rétegcsoportra települ (BOHN P. 1968). Ez a szinemurinak tekinthető rétegsor, amelyet a Mesterberek Me-17. sz. fúrás . . . tárt fel, földolomitból álló mezoózós környezetben besüllyedt és megőrződött rögtön épít fel (CSERNÁK L.-NÉ—DUDICH E. JR. 1968).”

A Me-40. sz. fúrás anyagának vizsgálata során 1972-ben arra a megállapításra jutottunk, hogy e mészkő nem jura korú, hanem a felső-triász dolomitból dedolomitosodás révén keletkezett sajátos közet. A Me-17. sz. fúrás fellelhető mintaanyagának újrvizsgálata hasonló eredményre vezetett. A jelenséget ismertetve (1974) úgy vélekedtünk, hogy a dedolomitosodás feltehetően tektonikus zónák mentén feláramló CO<sub>2</sub>- és Ca<sup>2+</sup>-dús hidrotermás (?) oldatok hatására történt. Azóta a nagyegyházi, majd a csordakúti, mányi s legújabbban a

\* Bauxitkutató Vállalat, Balatonalmádi

héreg—tarjáni területen is számos fúrás — némelyik (pl. Me-144. sz.) 100 m-t is meghaladó vastagságban — kimutatta a dedolomitósodott képződményeket. Részben terepbejárásaink, részben BALÁSHÁZY (1975) térképezései nyomán számos felszíni előfordulásuk vált ismertté Nagygyeházától Dorogig, s újabban az É-Vértesben, Mindszentpuszta környékén is (TÁLAS P. szóbeli közlése). Dedolomitként is értelmezhető képződményekről tesz említést SÓLYOM (1950) Vidámvár környékéről (»a dolomitban vörös kristályos ún. „mészdolomit” észlelhető») és JASKÓ (1950), aki a Nagygyeházi-medence főszinti bauxitjának fedőképződményei között a dolomitbreccsa mellett „ankerites mészkő”-vet is említ. TAEGER (1909) Mindszentpuszta környékéről a dachsteini mészkőben „élénkrozsaszínű s teljesen kikristályosodott mézspát tömegekkel kitöltött nagyobb lencsék”-ről és „másodlagos átalakult földolomit”-ről tesz említést. KNAUER — korábbi megfigyeléseit újraértelmezve — lehetségesnek tartja, hogy ugyanezen a területen számos helyen észlelt vörös kalcittömeg is e folyamattal kapcsolatos (szóbeli közlés). Ezt alátámasztani látszanak TÁLAS P. megfigyelései.

Vizsgálataink a nagygyeházi fúrások anyagára koncentráltak, de a szemre hasonló kifejlődés alapján a megállapítások a csordakúti és mányi, de bizonyos mértékig a héreg—tarjáni területre is kiterjeszthetők. Ez utóbbi területen a tényleges dedolomitósodás természetszerűleg az „átmeneti rétegek”-nek a dolomitos szakaszára korlátozódik, a mészköves területeken csak a kalcittelérek figyelhetők meg.

Az elvégzett vizsgálatok csak a dedolomitósodás tényének rögzítésére elegendők, a folyamat oka, lefolyása, pontos kora, elterjedése, típusai stb. további vizsgálatot igényelnek.

### A dedolomitósodás irodalmának áttekintése

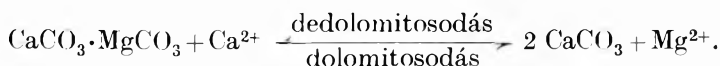
**D e d o l o m i t:** „Másodlagos mészkövek és meszes—dolomitos kőzetek, amelyek dolomitból a dolomit ásványnak kalcit általi részleges vagy teljes helyettesítése révén keletkeznek” (*Geologicseszki szlovar*, 1973).

**D e d o l o m i t o s o d á s:** „A dolomitok másodlagos átalakulási folyamata a vadózus vizek zónájában, dolomitnak kalcit általi helyettesítődése révén kalcitósodott dolomitok és másodlagos mészkövek, dedolomitok képződésével. . . A karbonátos kőzetek magas hőmérsékletű metamorfózisa során is végbemehet” (*Geologicseszki szlovar*, 1973).

A fogalmat VON MORLOT (1847) vezette be a dolomit kalcitosodási folyamatára. Diagenetikus dedolomitósodási jelenséget írt le EVAMY (1967), aki YANATEVA (1955) és DE GROOT (1967) kísérleteire is építve feltételezi, hogy a dedolomitósodás normál hőmérsékleti és nyomásviszonyok között, szulfácionok részvétele nélkül, a tengervíz  $\text{Ca}^{2+}$ -tartalmának hatására is végbemehet a még kőzetté nem vált üledékben. „Kalciumban gazdag dolomitok” (magas  $\text{Ca}^{2+}$ -tartalmú dolomitásvány) korai diagenetikus dedolomitósodását mutatja be KATZ (1968). LIPPMANN (1973), bár kétségesnek tartja, hogy e folyamat a természetben I at nyomáson végbemehet, hivatkozva KATZ vizsgálataira feltételezi, hogy a kalciumban gazdag dolomit bizonyos  $\text{Ca}^{2+}$ -felesleg felett a kalcitnál oldhatóbb, s ez lehet a dedolomitósodás oka. Kiterjedt irodalma van az epigenetikus dedolomitósodásnak. VON MORLOT a  $\text{CaMg}(\text{CO})_2 + \text{CaSO}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O} \rightarrow 2 \text{CaCO}_3 + \text{MgSO}_4 + 2 \text{H}_2\text{O}$  reakciót tételezi föl. Hozzá hasonlóan értelmezett je-

lenségeket írt le TATARSKIJ (1949), aki dedolomitosodással kapcsolatban epsomit-kivirágzást is észlelt: BRAUN és FRIEDMAN (1970) a felszínen levő dolomiton a talajvíz hatására kialakult recens dedolomitkérgét észlelt. AL-HASMINI és HAMINGWAY (1973) a ferrodolomit felszíni instabilitásával magyarázott dedolomitosodási jelenséget írt le. Szerintük a ferro-ionok az oxidációs és hidratációs változások hatására limonittá vagy goethitté alakulnak át, a romboéderek peremére kicsapódva, vagy kitöltve azokat. A ferrodolomit pedig inkongruensen vagy részben kongruensen oldódva fokozatosan összeomlik, s kalcittal cserélődik ki. TEALL (1903) a dedolomitosodás fogalmát a dolomit metamorf átkristályosodási folyamatára használja, amikor is kalcit, periklász képződik. Intruzív alkáli kőzeteknek a dolomitra való hatását, a dedolomitosodást és dolomitmárvány-képződést vizsgálja HODAK (1956). Szerinte a magas dedolomitosodás tulajdonképpen nem teljes márványosodás; annál alacsonyabb hőmérsékleten megy végbe, a  $\text{CO}_2$  eltávozási lehetősége nélkül. MCCALLUM (1974) milonitosodás hatására dedolomitosodott márványlencségeket írt le.

SMIT és SWETT (1968) kétségbe vonja a dedolomitosodás kifejezés használatának jogosultságát. Szerintük a  $\text{Mg}^{2+}$  ionnak  $\text{Ca}^{2+}$  ionnal való helyettesítésének folyamatát logikusabb a dolomit kalcitosodásának nevezni. EVAMY (1967), aki a dedolomitosodás alábbi egyenletét adja, — mint írja — konvencionálisan használja e kifejezést:



Történt néhány kísérlet a dedolomitosodás laboratóriumi körülmények közötti megvalósítására. YANATEVA (1955) megállapította, hogy a  $\text{CaCO}_3$ — $\text{MgCO}_3$ — $\text{H}_2\text{O}$  rendszerben a dolomit oldhatósága a  $p_{\text{CO}_2}$ -től függ. DE GROOT (1967) kimutatta, hogy a  $p_{\text{CO}_2} \approx 1$  atm (101 325 Pa) nyomáson a dolomit kongruensen oldódik, alacsony  $p_{\text{CO}_2}$ -nél viszont oldódása inkongruens. A kalciumszulfát jelenléte az oldatban fokozza a dolomit inkongruens oldódását. Megállapítja, hogy a dedolomitosodáshoz intenzív víz-átöblítés, kellően magas  $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$  arány,  $p_{\text{CO}_2} \ll 0,5$  atm,  $\approx 50$  °C a legmegfelelőbb. Ezekből az adatokból arra a következtetésre jut, hogy a (diagenetikus) dedolomitosodás felszínközeli körülmények között megy végbe.

KISS (1976) a „porló dolomit”, „meszes dolomit” és a  $\text{CaCl}_2$ — $\text{H}_2\text{O}$  1,0, ill. 2,5 molos, 2:1, 1:1. 1:2 Ca/Mg arányú rendszert 50—350 °C hőtartományban vizsgálva megállapítja: „a porló dolomitnak rendkívül korlátozott mérvű az oldódása a vizsgált paraméterek között”, valamint „a metasomatikus átalakulás kalcittá — dedolomitosodás — rekalcitoidosodás folyamat nem igazolható, a természetben sem játszódhat le a vizsgálati modellnek megfelelő körülmények között”.

FAUST (1949) a dolomitba nyomuló (elsősorban savanyú) intrúziók hatását, az ezzel kapcsolatos dedolomitosodási folyamatot, valamint a Mg-ban és  $\text{CO}_2$ -ben gazdag hidrotermális oldatok eredetét vizsgálta. A gyakorlati megfigyeléseket (márvány, brucit-márvány, pentacit- és predazzit-előfordulások) két ( $\text{MgO}$ — $\text{H}_2\text{O}$ :  $\text{H}_2\text{O}$ — $\text{CO}_2$ ), három ( $\text{MgO}$ — $\text{CO}_2$ — $\text{H}_2\text{O}$ ;  $\text{CaO}$ — $\text{CO}_2$ — $\text{H}_2\text{O}$ ) és négykomponenses ( $\text{MgO}$ — $\text{CaO}$ — $\text{CO}_2$ — $\text{H}_2\text{O}$ ) rendszerek változó hőmérséklet- és nyomásfeltételek közötti vizsgálatával egészíti ki. Megállapítja, hogy ha a rendszer nyitott és a  $\text{CO}_2$  el tud távozni, a dolomit részleges disszociációja során periklász képződik, a dolomit dedolomitizálódik. Zárt rendszerben (HALLA szerint) és magasabb nyomáson kalcit és mágnezit képződik. Ez utóbbi a természet-

beli megfigyelésekkel is jól egyezik. A magmának a dolomitba való benyomulását követően  $\text{CO}_2$  szabadul fel, a  $\text{CO}_2$ -ben gazdag fluid fázis behatol a kőzet repedéseibe és reakcióba lép azzal. A dolomit oldódása az alábbiak szerint mehet végbe:

a) kongruensen: az oldatból — tovább haladva — kicsapódhat a kalcit, a maradék oldat pedig  $\text{Mg}^{2+}$ -ban és  $\text{CO}_2$ -ben gazdaggá válik. Ezek az oldatok dolomitosisíthatják a mészkőzeteket.

b) inkongruensen: kalcit válik ki és  $\text{Mg}^{2+}$ -ban gazdag oldatok keletkeznek, ill. magnezit válik ki és  $\text{Ca}^{2+}$ -gazdag oldatok képződnek. Az első esetben az oldat magnezitet rakhat le, vagy reakcióba lépve a mészkővel azt dolomitosisíthatja. A másodikban a hidrotermális oldatoknak egy későbbi hulláma oldhatja a magnezitet és újabb  $\text{Mg}^{2+}$ -dús oldatot eredményezhet.

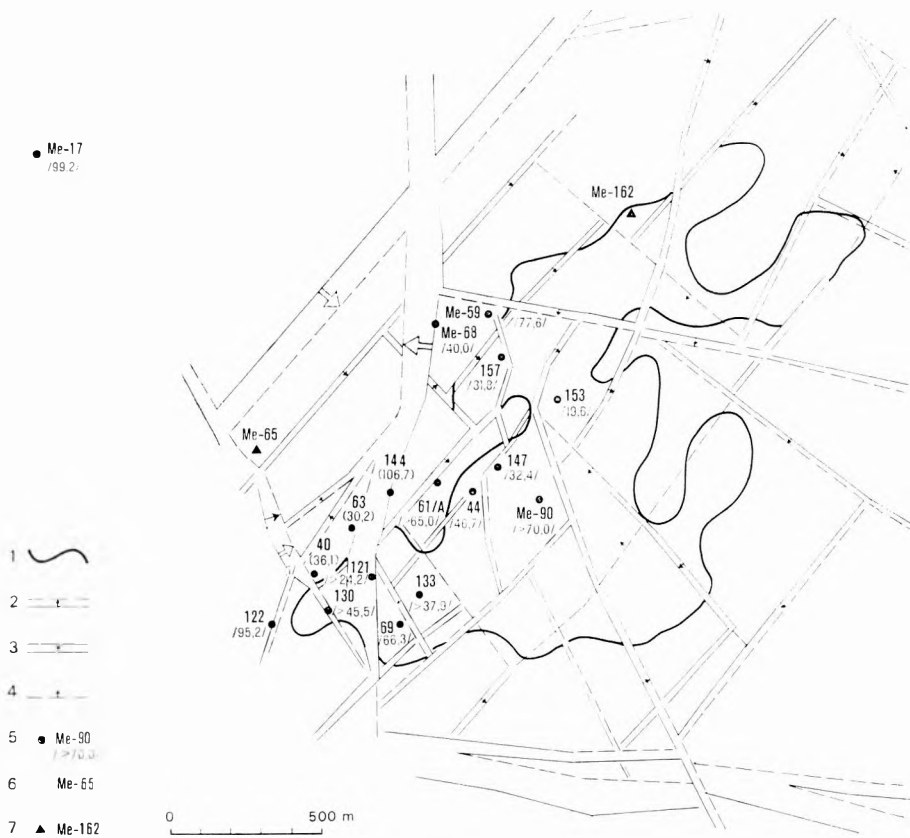
A dedolomitosisodott kőzetekre az említett szerzők, valamint LUCIA (1961), KROTOV, MAHLAJEV stb. (in DMITRIEVA 1969) megállapításait összefoglalva az alábbi szöveti bélyegek jellemzők: részlegesen átalakult dolomitrelikumok figyelhetők meg a kalcitkristályok belsejében, azaz a szövet poikilites; a kőzet kalcit romboéderekből áll, a kristályok határvonalát gyakran vasoxidszegély hangsúlyozza s az egyes kalcitgenerációkat néha el is választja; dolomit utáni polikristályos kalcit pszeudomorfózák vannak jelen; fokozatos átmenetek figyelhetők meg az át nem alakult dolomittól a dedolomit felé.

### A Nagyegyházi-medencében észlelt dedolomitosisodás

A vizsgált terület földtani felépítését számos jelentés, publikáció és előadás tárgyalja. A dedolomitosisodást érdemlegesen érintőket az irodalomjegyzék tartalmazza. A Nagyegyházi-medence aljzatát ladini, karni, nóri dolomit alkotja. Erre, ill. ennek mállott felszínére települ az ún. fő bauxitszint, ezt dolomitfanglomerátum, ill. a subplanulatusos kőszéntelep fedi. Feltűnő, de kellőképpen nem értelmezhető, hogy a Nagyegyházi-medencében, de a csordakútiban, sőt a mányiban is a dedolomitosisodás a legkarakterisztikusabban a felső-karni dolomithan fejlődött ki.

#### *A dedolomitosisodott kőzettestek kifejlődése, kőzettani-ásványtani vonásai*

A felszíni feltárások és a viszonylag nagyszámú fúrési adat egybevetésével az a következtetés adódik, hogy a dedolomitosisodott kőzettestek telérszerű képleteket alkotnak. E telérek iránya, szélessége hozzávetőlegesen ismert. A felszíni kibúvások szerint Nagyegyháza szűkebb térségében a legvastagabb telérek a középhegységi ún. harántirányhoz (ÉNy—DK) kötődnek, de viszonylag jól felismerhetők a NyÉNy—KDK irány mentén is. E leggyakoribb irányok mellett szinte a szélrózsa minden irányában helyezkednek el dedolomitosisodott telérek. Az irányítottság kérdése BALÁSHÁZY mérései ellenére sem tekinthető lezártnak. A dedolomitosisodott zónák szélessége a mm-től 10—20 m-ig terjedhet. Az átalakult „összlet” legnagyobb ismert „vastagsága” 106,7 m (Me-144. sz. f. 1. ábra). Ez kb. 80°-os dőléssel számolva mintegy 18 m-es valódi vastagságot jelent, ami jól összhangban van a legvastagabb felszíni kibúvás (Kis-Somlyóvár) > 10 m szélességadatával, ui. feltételezhető, hogy itt a telérnek



1. ábra. Dedolomitot jelentős vastagságban harántolt mesterberek-i fúrások elhelyezkedése a Nagygyeházi-medencében (a Bauxitkutató V. 1976. évi térképe alapján)

1. A bauxittelep 0-vonala, 2. az alsó kőszéntelepes összletnél fiatalabb vető, 3. az alsó kőszéntelepes összletnél idősebb vető, 4. feltételezett, lepusztult idős vető, 5. dedolomitot jelentősebb vastagságban (m) harántolt fúrás, 6. periklászot tartalmazó minták származási helye, 7. magnézitet tartalmazó minták származási helye

Рис. 1. Расположение скважин у с. Мештерберек, прошедших дедоломиты в значительной мощности в пределах бассейна Нальдехаз (на основании карты, составленной в 1976 г. Бокситоразведочным предприятием)

1. Линия 0 бокситовой залежи, 2. сброс, образовавшийся после образования нижней угленосной толщи, 3. сброс, образовавшийся перед образованием нижней угленосной толщи, 4. предположенный древний сброс, 5. скважина, прошедшая дедоломиты в значительной мощности (м), 6. место отбора проб, содержащих периклаз, 7. место отбора проб, содержащих магnezит

csak az egyik fele van feltárva. A Mányi-medence D-i részén ezt jóval meghaladó, több száz méter szélességű dedolomitósodott zóna van, bár lehetséges, hogy nem összefüggő, hanem — fúrásokkal fel nem tárt — át nem alakult dolomittal vannak az egyes zónák elválasztva. Az átalakulás mélységbeli elterjedését nem ismerjük, de feltételezhető, hogy e telérszerű testek még jelentős mélységig folytatódnak. E közettesteknek mind a felszínen, mind a fúrásokban igen változatos a megjelenése. Helyenként csak a közetanyag elszíneződése jelzi az átalakulást, másutt pedig több 100 m hosszban 10 m-t meghaladó szélességben nyomozható a meredek dőlésű, hatalmas dolomittesteket magába záró dedolomittest.

A felszíni kibúvások és a fúrások alapján több kifejlődési típus különíthető el:

— A dolomitban vékony, sokszor csak hajszálvékony rózsaszín, vörös elszíneződés figyelhető meg.

— Néhány cm-es, dm-es, esetleg m-es hosszúságú dedolomitos szakaszok többször, esetleg több tíz méteren keresztül ismétlődnek. Közöttük olyan dolomitzakaszok vannak, amelyekben az átalakulásnak szemmel látható nyomai nincsenek. A kalcitosodott szakaszok közötti dolomit „ép”, csak a közvetlen érintkezési zónában látszik némi vörös elszíneződés, szemcsenagyság-növekedés. E dolomit kőzettanilag a szűkebb környezet dolomittípusaival egyező. A biztos szálbanállóságot jelzik a gyakori, azonos dőlésű algalamellás rétegek. E típus jellegzetes példája a Me-121. sz. fúrás.

— A fúrásokkal harántolt szakaszon a dedolomitosodott kőzetek uralkodnak. Az át nem alakult dolomit az előzőekhez hasonló. E típus példája a Me-90. sz. fúrás, amelynek 399,4 — 470,0 m-ig (talp) harántolt 70,6 m hosszában 60 m volt dedolomitosodott. Ez 8 mélységközben, 0,2 — 16,0 m harántolt vastagságban volt megfigyelhető. E típusba tartozik a bevezetőben említett Me-17. sz. fúrás is.

— A dedolomitosodott szakasz nagyvastagságú, viszonylag egyveretű, önálló dolomitzakaszok nincsenek benne. Ennek példája a Me-61/a, Me-69. sz. fúrás. E típus néhány fúrása 60 — 70 m harántolása után sem jutott ki a dedolomitból.

#### *Kőzettani jellemzés*

Megjelenése, színe, szerkezete-szöveve, vegyi összetétele nagyon gyorsan változik. Halvány- és szürkésrózsaszínű, vörösbarna, húspiros, sárga és piszkosfehér színű, gyakran foltosan színezett. Szemcse-, ill. kristálymérete tág határok között változik (kb. 10 — 4000  $\mu$ ). A finomabb szemcseméretű mezőkben nagyobb kristályméretű kalcittal kitöltött pórusok, erek, „hólyagok” gyakoriak. Nem ritka a vörösös színű, vasdús, migrációs eredetű sávozottság. Ezek a sávok általában 1 mm körüli vastagságúak. A sávok részben koncentrikusan rendeződnek, részben kaotikusak, a sávozottságot a vörös világosabb és sötétebb színeződése adja. Jellemző a pszeudobreccsás szerkezet, amit részben a sztililitosodás, a sztililitos felületeket bevonó agyaghártya, részben a finom hálózatos repedezettséggel párhuzamos vasmigrációs elszíneződés tesz kifejezőbbé. A kalcit sok helyütt nagy- vagy durvakristályos, közel függőleges, szalagos kiválásokat képez. E kalcittelérek néhány dm vastagok is lehetnek. A Me-59. sz. fúrás harántolt kb. 1 m hosszban a fúrómag teljes keresztmetszetét kitöltő ilyen telért. Színsávozottak, többnyire a vörös különböző árnyalataiban, de gyakori a fehér és a vörös szín váltakozása is. Jellemző, hogy a telérek kalcitkristályai nem fennőttek, hanem szorosan egymásbafogazódnak. A szűkebb értelemben vett dedolomitösszletben gyakoriak a dolomitzárványok. Általában szögletesek, néhány cm átmérőjűek. A peremük, sőt néha a teljes alaplany bontottak, porló küllemű, gyakorta kalcitkristályokkal pettyezettek. A dolomitzárványok egy részének peremét vas- és mangándús átalakulási sáv kíséri, más része fokozatos átmenettel megy át a dedolomitba. Az átmeneti sávban a kőzetanyag rózsaszínű vagy vörös elszíneződésű, a szemcse-, ill. kristályméret fokozatosan nő. A dedolomitosodott zónák az át nem alakult dolomittömegeknél lényegesen tektonizáltabbak. Részben mert eleve tektonikai zónák preformáltak képződésüket, részben mert — mint a Középhegységben



gyakorta — a fiatal mozgások az idősebb tört zónák mentén mentek végbe s végül pedig a fokozott tektonizáltságot nagyban elősegíthette a nagyméretű kalcitkristályok transzlációs képessége. A fiatalabb mozgások tértágulások törési zónáiba, amelyek helyenként karsztosodtak is, jelentős mennyiségű bauxitos anyag mosódott be. A karsztos folyamatok által kitágított hasadékok, üregek falát gyakran borítják néhány mm-es szkalenoéderez, fennőtt kalcitkristályok. Ezenkívül még egy fiatalabb kalcitnemzedék figyelhető meg. Ezek azonban a dedolomit, a dolomit, sőt az eocén képződményeket is metsző vékony, a cm-es méretet ritkán meghaladó vastagságú telérkéket alkotnak csupán.

#### A kőzettani, ásványtani vizsgálatok eredményei

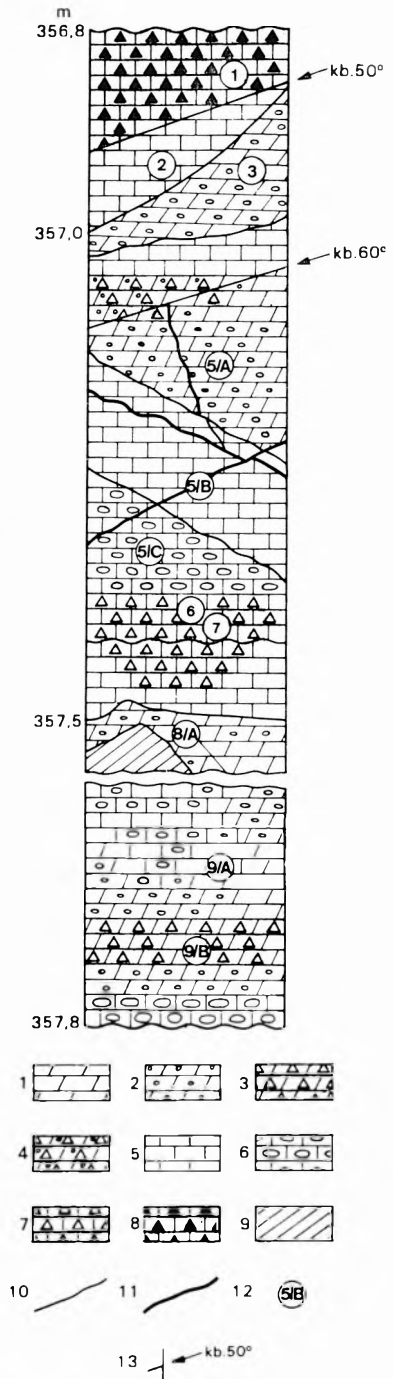
Néhány kőzettípusból, összetételük pontosabb meghatározására, a kémiai elemzések (60 minta) mellett röntgendiffrakciós és termoanalitikai vizsgálatok is készültek, bár meglehetősen kis számban (12). Ez utóbbiak — két minta kivételével — a kémiai elemzési adatokkal összhangban csak kalcitot és dolomitot jeleztek. A dedolomitban a kalcit mellett szinte minden esetben megjelenik a dolomit is néhány %-os mennyiségben (2. ábra, 1. táblázat).

#### 2. ábra. A dedolomit és a dolomit közötti átmenet jellegzetes kifejlődése a Me-144. sz. fúrásban (vizsgálati adatait l. az 1. táblázaton)

1. Dolomit, 2. bontott dolomit, 3. tektonikus dolomitbreccsa kalcitos kötőanyaggal, 4. bontott tektonikus dolomitbreccsa. 5. másodlagos mészkő-dolomit, rózsaszínű, vasdús erekkel. 6. másodlagos mészkő kalcitos poruskitöltéssel. 7. breccás szövettű dedolomit. 8. tektonikus dedolomitbreccsa vörös agyag házagkötéssel. 9. fehér kalcit érkitöltés. 10. vasdús „zóna”. 11. sztilolit, 12. az elemzett minta helye, 13. litoklázis

Рис. 2. Своёобразное развитие перехода между дедолomitами и доломитами в скважине Me-144 (см. результаты анализов в таблице 1)

1. Доломиты, 2. разложенные доломиты, 3. тектоническая брекчия с кальцитовым цементом, 4. разложенная тектоническая доломитовая брекчия, 5. вторичные известняки-дедолomitы с розовыми прожилками, богатыми железом, 6. вторичные известняки с кальцитовыми заполнениями пор, 7. дедолomitы с брекчиевой текстурой, 8. тектоническая дедолomitовая брекчия с трещинами, заполненными красной глиной, 9. прожилки, заполненные белым кальцитом, 10. „зона”, богатая железом, 11. стилолиты, 12. места отбора проанализированных проб, 13. литоклазы



**A dedolomit—dolomit átmeneti szakaszának  
vizsgálati adatai a Me—144. sz. fúrásban**

Mintavétel helyét l. a 2. ábrán

A minta jele	Kémiai elemzés %		Kémiai elemzésből számított%		DTA—DTG vizsgálat %		
	CaO	MgO	Kalcit	Dolomit	Kalcit	Dolomit	Kaolinit
1.	31,3	0,3	55,1	1,4	—	—	—
2.	50,2	1,2	86,2	5,6	—	—	—
3.	33,0	17,9	14,1	82,5	—	—	—
5/A	47,0	7,5	65,2	34,3	65,0	33,5	—
5/B	54,3	0,8	94,7	3,7	98,5	—	—
5/C	53,7	0,4	94,6	1,8	96,5	—	—
6.	47,3	0,1	84,0	0,5	95,0	—	ny
7.	53,3	0,3	94,2	1,4	—	—	—
8/A	29,8	20,5	2,1	94,1	—	—	—
9/A	42,4	10,9	48,4	50,0	—	—	—
9/B	31,9	19,2	9,1	88,1	13,4	84,4	—

A Me-144. sz. fúrás 11 db, a Me-59. sz. fúrás 3 db mintájának vizsgálata szerint a kalcit és a dolomit (1014) indexű reflexiójából számított *d*-érték alapján a két ásványban az izomorf helyettesítés nem haladja meg a 2, ill. 1 mol%-ot, tehát sztöchiometrikus összetételűek [SZEMETHY A. (MÁFI) vizsgálatai szerint]. A dedolomitosisodott zónákon kívül eső Me-65. sz. fúrás feki dolomitjában 339,0 m-nél kb. 1 cm-es hasadékkitöltésben, a röntgendiffrakciós vizsgálat szerint a kalcit mellett periklász is kimutatható [BOGNÁR L. (ELTE, Ásványtani Tanszék) vizsgálatai szerint].

A Me-162. sz. fúrás bauxitfekvő dolomitjában 281,1 m-nél a DTA—DTG vizsgálat 53,5% kalcit mellett 40% magnezitet jelzett [SIKLÓSNÉ JENEI M. (BKV) vizsgálatai szerint].

A vékonyecsiszolatok alapján a dedolomit minták uralkodóan kristályos szövetűek. A kalcitkristályok nagyrészt an-, ritkábban sub- és euhydrálisak (romboéderesek). Utóbbiak nagyrészt a hipidiomorf-szemcsés dolomit átalakulási sávjában, ill. a határos dedolomitban észlelhetők. A kristályok pereme általában rendkívül szabálytalan lefutású, a kristályok gyakran összefogazódnak, mozaikos mezőket képezve (I. tábla 4., II. tábla 1., 2.). Zárványokban rendkívül gazdagok, ezek részben karbonátanyagúak — a bezáró kristállyal ellentétes kioltásúak — gyakran romboéderek vagy szemcsék, szemcsehalmazok, anyaguk valószínűleg dolomit; részben egyéb anyagú csomók, halmazok, pikkelyek, többségük szerves anyag, pelit, vasásvány. A zárványok a kalcitkristályokban szórtnak és magjukban koncentrálnak is megfigyelhetők. A szemcse- ill. kristályméret egy-egy mintán belül is rendkívül változó lehet, bár egyenletes szemcseméretűek is megfigyelhetők (II. tábla). Az eredeti szövet egyes esetekben — pl. algalaminites vagy tektonikus breccsa esetén — a dedolomitosisodott kőzetben „maradványszövetként” jól felismerhető. Az első esetben a zárványcsomók elrendeződése „árnyképként” rajzolja ki az algaeredetű sávokat (II. tábla 3., 4.). A második esetben a korábbi dolomittöredékek helyét póruskitöltő kifejlődéssel kalcit béleli. A minták általában gazdagok pórús- és érkitöltő kalcitfoltokban, peremi kristályaik karbonát zárványszemcséket tartalmaznak, utóbbiak néhol továbbnövekedési zónákat „rajzolnak

ki" (III. tábla 4.). Helyenként porfíros jellegű a szövet, a kalcit mezo- vagy makrokristályok egy része nyúlt. A folyamatot kísérő vasmigráció eredményeként a kristályok peremén vasdús film, a kristályok között vékony vasdús érrendszer észlelhető, a szubmikroszkópos vasásvány vagy vasásványok zárványszemcséket, továbbnövekedési zónákat képezve is dúsulnak. A dolomit-reliktumok pereménél az átmeneti zóna általában vékony (0,5–1,0 cm). A fokozatos átmenet a dolomitzemcsék és -kristályok pereménél víztiszta szegélyek megjelenésében, majd a kristályméret növekedésében, egyetlenné válásában, a mozaikos szövet kialakulásában nyilvánul meg (IV. tábla 1., 2.). Másutt csak elmosódottá válik a szöveti kép, csupán +N között észlelhetők a zegzugos peremű kalcit mezokristályok, amelyek magukba „olvasztották” a korábbi dolomit szöveti elemeit, a kőzet itt már  $\text{Ca}^{2+}$ -gazdag.

### A dedolomitósodás okozója, kora

A felmerülő kérdések többségére ma még nem tudunk válaszolni. A jelenség legkézenfekvőbben a *Faust*-féle, azaz a hidrotermális modellel magyarázható. Az egyetlen magasabb hőmérsékletű keletkezési viszonyokra utaló vizsgálati adat (periklász) további következtetések levonására nem elegendő. A folyamat oly módon mehetett végbe, hogy hipotetikus magmás tömegek karbonátos kőzetekbe nyomulva a *Faust*-modell szerint  $\text{CO}_2$ - és  $\text{Ca}^{2+}$ -gazdag hidrotermális oldatok képződéséhez vezettek. Ezek a tektonikus, tört zónákban a dolomit lebontása ill. kalcit kiválása révén a kőzetfalat dedolomitizálták.

A képződés korára vonatkozóan csak annyi állapítható meg biztonsággal, hogy az eocén előtti. A dedolomit törmelékanyaga ui. a dolomitfanglomerátum összletben, ha nem is jelentős mennyiségben, megtalálható. Az eocén bázisán görgetett anyagként a felsőgallai Kálvária-dombon levő kőfejtőben is fellelhető (e lelőhelyre JÁMBOR Á. hívta fel a figyelmünket 1974-ben). Néhány fúrás felszíni bauxitjában is megfigyelhető volt törmelékként, tehát e bauxitnál is idősebb.

A dedolomitósodás és a budai-hegységi „eocénnél idősebb kalcittal cementált dolomitbreccsák” (WEIN 1977) megengedhető genetikai párhuzama alapján, mint lehetséges kor szóba jöhet a „cenomán-szenon közötti infragosau mediterrán fázis” (WEIN 1977).

Köszönettel tartozunk SZANTNER Ferencnek, aki vizsgálatainkat lehetővé tette, ill. támogatta, VÉGH Sándornénak, JÁMBOR Áronnak, BOGNÁR Lászlónak, KNAUER Józsefnek, BAROSS Gábornak, MÁTEFI Tibornak, FÁY Miklósnénak segítő megjegyzéseikért, a vitákban kifejtett érveikért, s egy-egy megfigyelésük közléséért.

### IRODALOM

- AL-HASMINI W. S. — HAMINGWAY J. E. 1973: Recent dedolomitization and the origin of the rusty crusts of Northumberland. — *J. Sed. Petrol.* 43. 1.
- BALÁSHÁZY L. 1975: A naggyegyházi medence mikrotektonikai vizsgálata és a szerkezeti viszonyok vízföldtani kapcsolata. — ELTE Alkalmazott és Műszaki Földtani Tanszék, kézirat.
- BRAUN M. — FRIEDMAN G. M. 1970: Dedolomitization fabric in peels: a possible clue to unconformity surfaces. — *J. Sed. Petrol.* 40.

- CARPENTER A. B. 1967: Mineralogy and petrology of the system  $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$  at Crestmore, California. — *Am. Min.* 52.
- CHILINGAR G. V. 1956: Dedolomitization: a review. — *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.* 40.
- CSERNÁK L.-NÉ—IFJ. DUDICH E. 1968: Három bauxitkutató fúrás anyagvizsgálatának földtani eredményei (Mesterberek Me-17., Iszkaszentgyörgy RP-436., Nyírád ND-1495.). — *Földt. Közl.* 98. 2.
- DMITRIEVA E. V. 1969: Dedolomitü. — In: *Atlasz tekstur i sztruktur oszadocsnüü gor-nüü*, tom 2.
- EVAMY B. D. 1963: The application of a chemical staining technique to study of dedolomitization. — *Sedimentology*, 2.
- EVAMY B. D. 1967: Dedolomitization and development of rhombohedral pores in limestones. — *J. Sed. Petrol.* 37.
- FAIRBRIDGE R. U. 1971: Dedolomitizacija. Fazü diageniza. — In: *Diagenéz i katagenéz oszadocsnüü obrazovanij*, Moszkva.
- FAUST G. T. 1949: Dedolomitization, its relation to a possible derivation of a magnesium-rich hydrothermal solution. — *Am. Min.* 34.
- FOLKMAN Y. 1969: Diagenetic dedolomitization in the Albian-Cenomanien Yagur Dolomite on Mount Carmel (Northern Israel). — *J. Sed. Petrol.* 39.
- FRIEDMAN J. M.—SANDERS J. I. 1970: Dedolomitizacija. Genezis i raszprosztralenie dolomitov. — In: *Karbonatnue porodü*, Moszkva.
- Geologiceszkij szlovár*, Moszkva 1973.
- GOLDSMITH J. R. 1958: Structural and compositional variations in some natural dolomites. — *J. Geol.* 66.
- GOLDSMITH J. R.—NEWTON R. C. 1969: P-T-X Relations in the system  $\text{CaCO}_3-\text{MgCO}_3$  at high temperatures and pressures. — *Am. J. Sci.* 277-A.
- DE GROOT K. 1967: Experimental dedolomitization. — *J. Sed. Petrol.* 37.
- HODAK J. A. 1956: Izmenenija kembrijzkij dolomitovüü porod aldanszkogo rajona Jakutzkoj ASZSZR pod vlijaniem poszlejurszkij scelocsnüü intruzij (Obrazovanie dolomitovüü mramorov i dedolomitizacija). — *IAN SZSZSZR Szer. Geol.* 1956. 9.
- HORUSITZKY F.—WEIN GY. 1962: Érekutatási lehetőségek a Budai-hegységben. — *Bány. Lapok*, 95.
- HUSSEINI S. I.—MATTHEWS R. K. 1972: Distribution of highmagnesium calcite in lime muds of the Great Bahama Bank: diagenetic implications. — *J. Sed. Petrol.* 42.
- JASKÓ S. 1950: Jelentés a Bicske-Szár-Felsőgalla és Tarján között végzett geológiai térképfelvételekről. — *Bauxitkut. Váll. Adattár, kézirat.*
- KATZ A. 1968: Calcian dolomites and dedolomitization. — *Nature*, 217. 3.
- KERTAI GY. 1967: The origin of hydrocarbon reserves and their carbon dioxide content in Hungary. — *Acta Geol.* 11.
- KISS J. 1963: Az epigén ásványképződés és szerepe a karbonátos kőzetekben. — *Földt. Közl.* 93. 3.
- KISS J. 1976: A dedolomitosis problémaköre. — *ELTE Ásványtani Tanszék KK-5-Jelentés, kézirat.*
- KNAUER J. 1969: Jelentés az 1969. évi vértesi célkutatásról. — *Földt. Int. Adattár, kézirat.*
- KNAUER J. 1973: Új jura feltárások a Vértesszőlő-hegységben. — *Földt. Közl.* 103.
- LIPPMANN F. 1973: Sedimentary carbonate minerals. — Springer Verlag, Berlin—Heidelberg—New York.
- LUCIA F. J. 1961: Dedolomitization in the Tansill (permian) Formation. — *Bull. Geol. Soc. Am.* 72.
- LYLE J. R. 1977: Petrography and carbonate diagenesis of the Bonnetterre Formation in the Viburnum Trend Area, Southeast Missouri. — *Econ. Geol.* 72.
- MCCALLUM M. E. 1974: Dedolomitized marble lenses in shear zone tectonites, medicine Bow Mountains, Wyoming. — *J. Geol.* 82. 1.
- VON MORLOT A. 1847: Über den Dolomit und seine künstliche Darstellung aus Kalkstein. — *Haidinger Nat. Abt.* 1. in CHILINGAR.

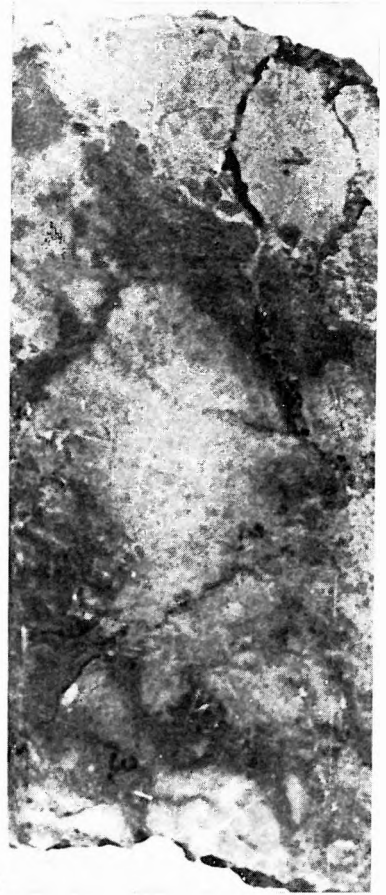
- NAGY B. 1979: A budai-hegységi porlott dolomitok ásvány-kőzettani, geokémiai és genetikai vizsgálata. — Földt. Közl. 109. 1.
- NAGYNÉ MELLES M. 1965: A mecseki alsóliász kőszén ásványtani vizsgálata. — Földt. Közl. 95. 1.
- PUUSTINEN K. 1974: Dolomite exsolution textures in calcite from the Sülinlinjärvi carbonatite complex, Finland. — Bull. Geol. Soc. Finland 46.
- SANDERS B. 1951: Contributions to the study of depositional fabrics. Rhythmically deposited Triassic limestone and dolomites. — Am. Assoc. Petrol. Geol. Spec. Publ.
- SCHERF E. 1928: Hévforrások okozta kőzetváltozások a Buda-Pilis hegységben. — Hidr. Közl. 1922. 2.
- SHERMANN D. J. — KHOURI J. — TAHA S. 1961: On the replacement of dolomite by calcite in some Mesozoic limestones from the French Jura. — Proc. Geol. Assoc. Engl. 72.
- SMIT D. E. — SWETT K. 1968: Devaluation of „dedolomitization”. — J. Sed. Petr. 39.
- SÓLYOM F. 1950: Az Északi-Vértes és a Déli-Gerecse földtani felvétele. — Földt. Int. Évi Jel. 1939–1940-ról, 111.
- SZANTNER F. red. 1976: A bauxitos formációcsoport ismertetése. — In red. GERBER P. et al.: A nagygyházi szén-, bauxit- és vízföldtani kutatások összefoglaló értékelése. — Bauxitkut. Váll. Adattára, kézirat.
- SZANTNER F. — TÓTH Á. 1977: A nagygyházi előfordulás bauxitföldtani viszonyai. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- SZILAEV V. J. 1974: Perekrisztallizációja karbonatnűh porod pri epigeneze. — DAN SZSZSZR 216. 2.
- SZILAEV V. I. 1977: Sztrukturnaja evolucija karbonatnűh porod pri nizkotemperaturnom kontaktovom metamorfizme. — In: Materialü po geneticeszközj mineralogii i petrologii. AN SZSZSZR Szib. otd. Trudü Inszt. Geol. i Geof., vüp. 349.
- TAEGER H. 1909: A Vérteshegység földtani viszonyai. — Földt. Int. Évk. 17.
- TATARSZKIJ V. B. 1949: O raszprosztranennoszti razdolomicsennűh porod. — DAN SZSZSZR 1949. 6.
- TEALL J. J. H. 1903: On dedolomitization. — Geol. Mag. 10. in CHILINGAR.
- T. GECSE É. 1972–78: Jelentések mikroszkópi vizsgálatokról. — Bauxitkutató Váll. Irattára, kézirat.
- TÓTH Á. 1974: A nagygyházi-medence fő bauxitszintjének fedőjében levő fanglomerátum-breccsa rövid jellemzése. — Bauxitkut. Váll. Adattára, kézirat.
- VÉGHNÉ NEUBRANDT E. 1960: A Gerecsehegység felsőtriász képződményeinek üledékföldtani vizsgálata. — Geol. Hung. Ser. Geol. 12.
- VÉGHNÉ NEUBRANDT E. et al. 1978: A nagygyházi-mányi terület kőszénfekvő képződményeinek és alaphegységének földtani kérdései. — Földt. Közl. 108.
- VITÁLIS GY. — HEGYI I.-NÉ 1973: Hidrotermális és metasztatikus jelenségek a dunai andezithegységgel határos mészkőterületeken. — Hidr. Közl. 53. 5.
- WARRAH M. 1974: The petrography and origin of dedolomitized, veined or brecciated carbonate rocks, the „cornieules” in the Frejus region, French Alps. — J. Geol. Soc. 130.
- WEIN GY. 1977: A Budai-hegység tektonikája. — Földt. Int. Alk. Kiadv.
- YANATEVA O. K. 1955: Effect of aqueous solutions of gypsum on dolomite in the presence of carbon dioxide. — DAN SZSZSZR. 101.
- ZENGER O. H. 1973: Syntaxial calcite borders on dolomite crystals, little falls formation (Upper Cambrian), New York. — J. Sed. Petrol. 43. 1.

## I. tábla — Таблица I

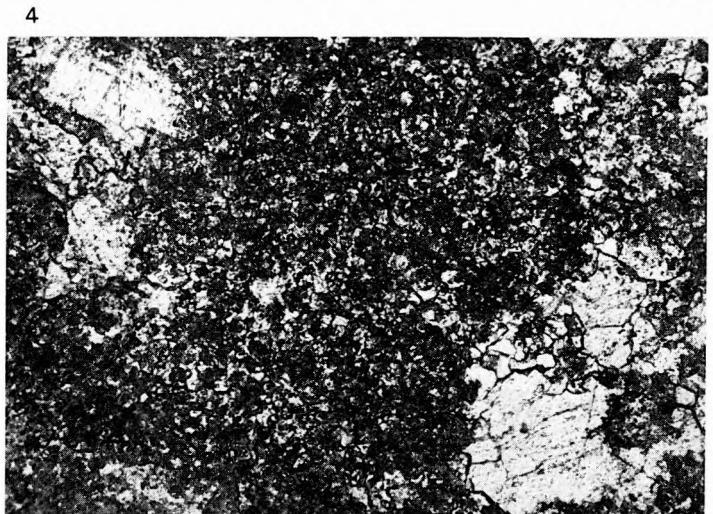
1. A dolomit és dedolomit jellegzetes érintkezése. Me-63. sz. f., 417,7 m; 0,4 ×
2. Színsávozott és kristályos dedolomit, tektonikus eredetű agyagos, karbonát-törmelékes repedéskitöltéssel.  
Me-61/A. sz. f., 300,0 – 300,3 m; 0,5 ×
3. Sárga, tektonikusan zúzott, dolomitos mészkő (1), fakó húspiros másodlagos mészkő (2) és vörösesbarna, aleurit küllemű dolomitos mészkő (3).  
Me-144. sz. f., 357,1 – 357,4 m; 0,8 ×
4. Másodlagos mészkő -- dedolomit.  
Me-59. sz. f., 301,5 – 303,6 m/2; 27,5 × ; N nélkül

\* \* \*

1. Характерный контакт между доломитами и дедоломитами.
2. Дедоломиты, кристаллические с разноцветными полосами и тектоническими трещинами, заполненными глиной и обломками карбоната.
3. Желтые, тектонически раздробленные, доломитовые известняки (1), блеклые мясисто-красные, вторичные известняки (2) и красновато-коричневые доломитовые известняки алевритового облика (3).
4. Вторичные известняки — дедоломиты.



3



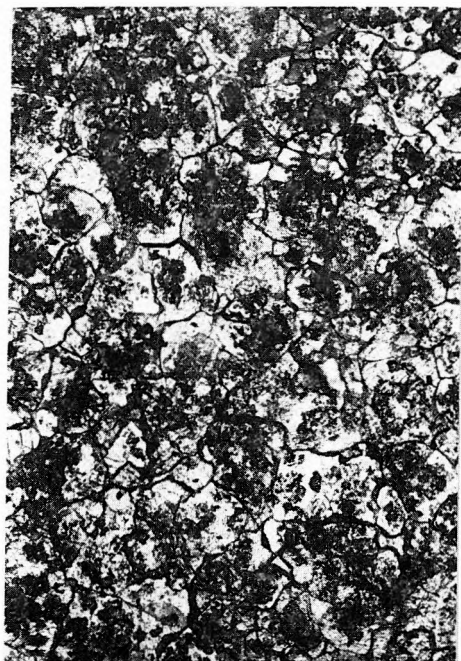
## II. tábla — Таблица II

- 1., 2. Másodlagos mészkő — dedolomit.  $\text{CaCO}_3$ -tartalma 98,0%,  $\text{MgCO}_3$ -tartalma 1,3%.  
 Me-59. sz. f., 337,9—338,3 m; 27,5×; N nélkül és + N között
- 3., 4. Másodlagos mészkő — dedolomit, reliktsztromatolit-laminites szövettel.  
 Me-61/A. sz. f., 246,2—246,8 m; 27,5×; N nélkül és + N között

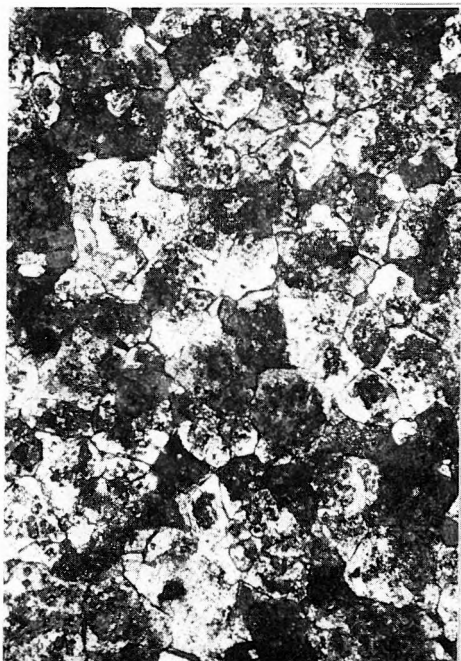
\* \* \*

- 1., 2. Вторинные известняки — делоломиты. Содержание  $\text{CaCO}_3$ —98,0%, содержание  $\text{MgCO}_3$ —1,3%.
- 3., 4. Вторинные известняки — делоломиты с реликтовой строматолито-ламинитовой текстурой.





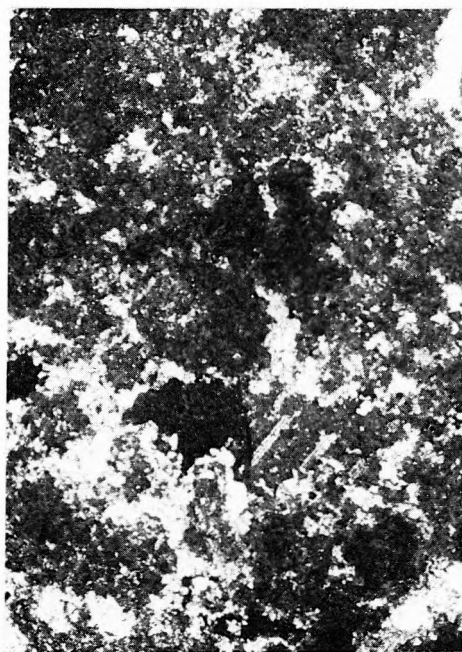
1



2



3



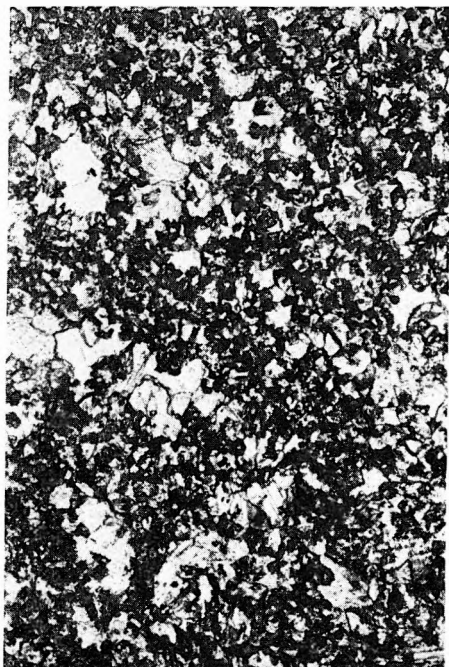
4

## III. tábla — Таблица III

1. Másodlagos mészkő — dedolomit, reliktt laminites szövettel.  
Me-90. sz. f., 404,5 m; 27,5 × ; N nélkül és +N között
2. Másodlagos mészkő — dedolomit, mezokristályos kalcitos érrel.  
Me-59. sz. f., 304,8 m; 70 × ; N nélkül és +N között
3. Másodlagos mészkő — dedolomit, a szövetet vasdús, pelites repedés metszi.  
Me-61/A. sz. f., 300 m; 27,5 × ; N nélkül
4. Másodlagos mészkő — dedolomit, karbonátszemcsékből álló zónákkal tagolt kalcit makrokristályokkal.  
Me-61/A. sz. f., 246,2—246,8 m; 27,5 × ; N nélkül

\* \* \*

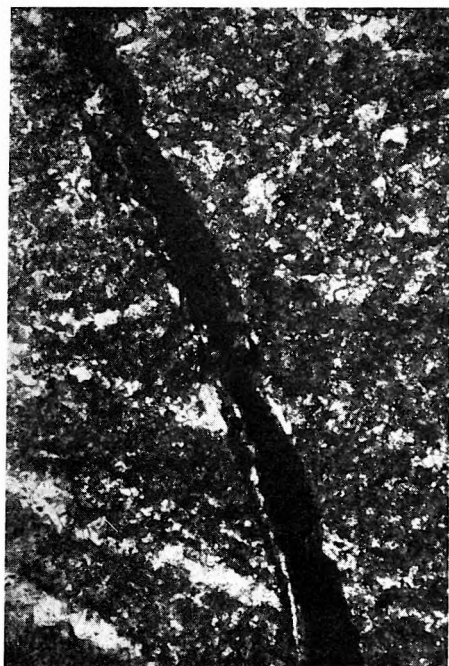
1. Вторичные известняки — дедолимиты с реликтовой ламинитовой структурой.
2. Вторичные известняки — дедоломиты с мезокристаллическим кальцитовым прожилком.
3. Вторичные известняки — дедоломиты, где текстура пересекается трещиной, заполненной пелитом, богатым железом.
4. Вторичные известняки — дедоломиты с макрокристаллами кальцита, расчлененными зонами, состоящими из карбонатных зерен.



1



2



3



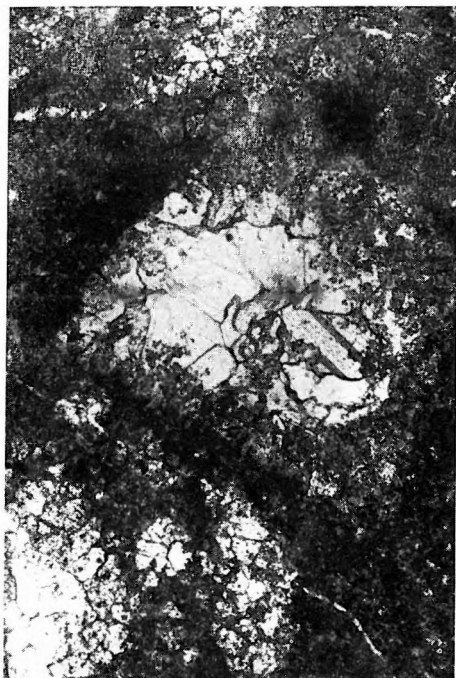
4

## IV. tábla — Таблица IV

1. Dolomitos mészkő (?) — dedolomit, a tektonikus eredetű breccsa töredékei átkalcitosodtak, a kötőanyag vasdús és dolomitos.  
Me-59. sz. f., 297,2 — 299,9 m; 27,5 × ; N nélkül
2. Kalcit-,telér'' részlete (a sötét sávok finomszemcsés karbonátból állnak, vasdúsak).  $\text{CaCO}_3$ -tartalma 97,0%,  $\text{MgCO}_3$ -tartalma 0,8%.  
Me-59. sz. f., 309,6 — 312,6 m/1; 27,5 × ; N nélkül
3. Meszes dolomit, dolomitrelikt bontott, peremi sávjából.  $\text{CaCO}_3$ -tartalma 57,5%,  $\text{MgCO}_3$ -tartalma 39,6%.  
Me-59. sz. f., 302,4 m; 27,5 × ; N nélkül
4. Meszes dolomit: vasdús erekben, csomókban gazdag, gyengén kalcitosodott dolomitrelikt.  $\text{CaCO}_3$ -tartalma 65%,  $\text{MgCO}_3$ -tartalma 32,0%.  
Me-59. sz. f., 329,5 — 331,3 m/3; 27,5 × ; N nélkül

\* \* \*

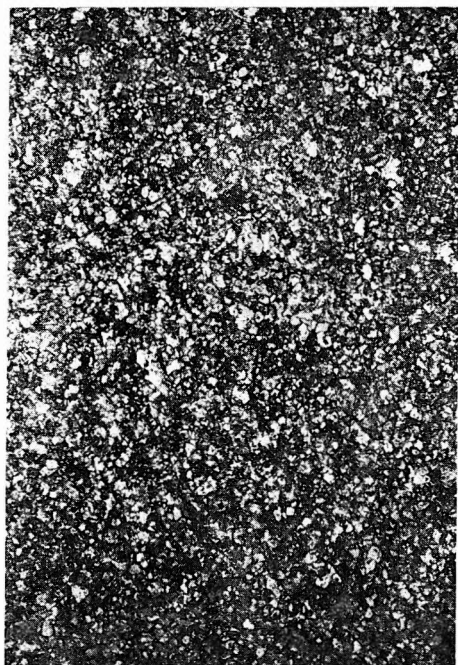
1. Доломитовые известняки (?) — дедоломиты, где обломки тектонической брекчии перекальцитизированы, цемент доломитовый и богат железом.
2. Деталь кальцитово́й „жилы“ (темные полосы сложены тонкозернистым карбонатом и богаты железом). Содержание  $\text{CaCO}_3$ —97,0%, содержание  $\text{MgCO}_3$ —0,8%.
3. Известковистый доломит из разложенной, краевой зоны доломитового реликта. Содержание  $\text{CaCO}_3$ —57,5%, содержание  $\text{MgCO}_3$ —39,6%.
4. Известковистый доломит; доломитовый реликт, богатый богатыми железом прожилками и желваками, слегка кальцитизированный. Содержание  $\text{CaCO}_3$ —65%, содержание  $\text{MgCO}_3$ —32,0%.



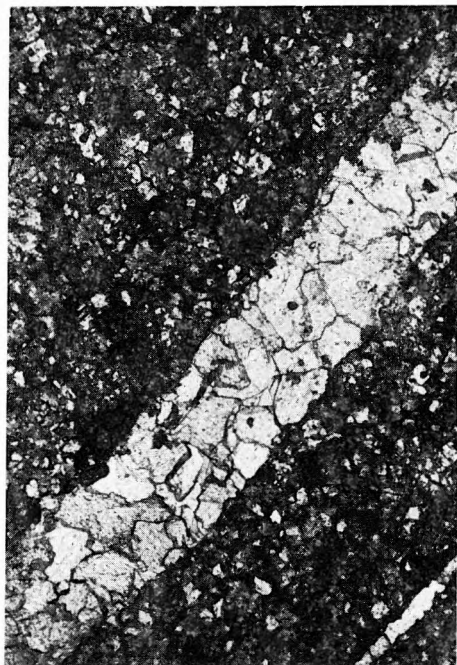
1



2



3



4

## РАЗДОЛОМИЧЕННЫЕ ЖИЛООБРАЗНЫЕ ТЕЛА ГОРНЫХ ПОРОД В ВЕРХНЕТРИАСОВОМ ДОЛОМИТОВОМ ОСНОВАНИИ БАСЕЙНА НАДЬЕДЬХАЗА

А. ТОТ—Е. Т. ГЕЧЕ

Авторами описаны вторичные известняковые тела (дедоломиты), образовавшиеся за счет доломитов в верхнетриасовом основании бассейна Надьедьхаза в северо-восточной части Задунайского среднегорья. По мнению авторов жилообразные дедоломитовые тела образовались под влиянием гидротермальных растворов, поднявшихся вдоль древних (доэоценовых) тектонических линий.

Эти жилы местами прослеживаются на протяжении нескольких сотен метров и на дневной поверхности. Их ширина достигает 10—20 м. Глубинное распространение рассматриваемого явления неизвестно, но оно может достигнуть, по-видимому, даже нескольких сотен метров. Литологическое строение жил весьма разнообразное. Наблюдаются многочисленные разновидности от ленточных кальцитовых жил, через дедоломиты в плоть до неразложенных, неизменных доломитов. Эти последние представляют собою включения, реликты, варьирующие по размеру от нескольких мм до огромных блоков размером нескольких м<sup>3</sup>. Дедоломитизированные породы по существу сложены кальцитом и доломитом. В неизменных доломитах, которыми кончается раздоломиченная зона, можно было выявить также и периклаз и магнезит.

## ÚJABB ADATOK A MECSEKI ANIZUSZI KÉPZŐDMÉNYEK ISMERETÉHEZ

KÓKAI ANDRÁS—RÁLISCH LÁSZLÓNÉ

A Mecsekben (a Misina—Tubes vonulat DNy-i oldalán, majd ettől Ny-ra) a korábban alsó-anizuszi határdolomit néven ismert Vöröshegyi Dolomit Formáció alján elkülöníthető egy nagy kiterjedésű, szinttartó korallós képződmény, melyet célszerű Deindoli Tagozat néven elkülöníteni. — A Kozári Mészko Formáció trigonodulus és evinospongiás mészkő padjai nem szivacsvázakat tartalmaznak, hanem algák tevékenysége következtében kialakult sztromatolit onkoidokat.

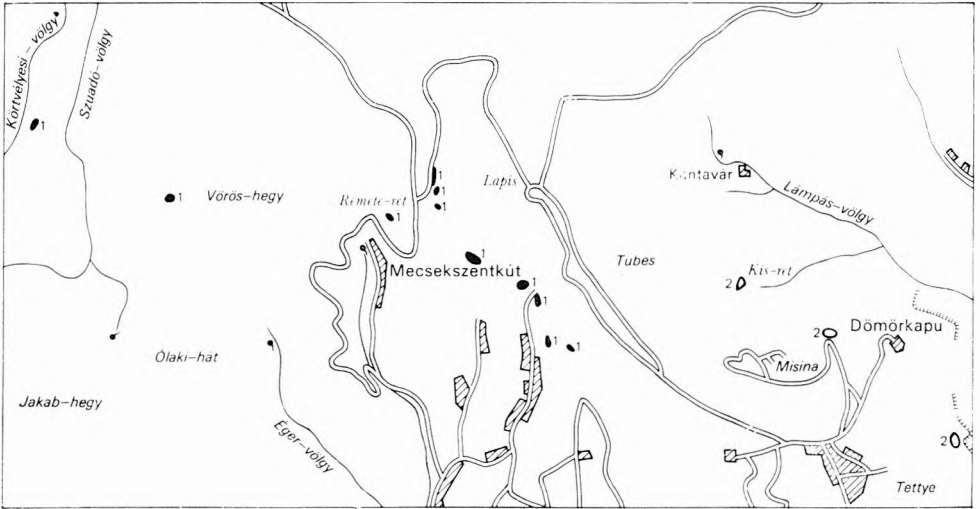
Az 1976-ban megkezdett pécsi építésföldtani térképezés és az országos földtani alapszelvényprogram keretében a Mecsek hegységben Pécs környékén létesített mesterséges feltárások tanulmányozása során néhány, az anizuszi üledékképződés sajátosságait jelző megfigyelést tettünk, amelyeket az alábbiakban ismertetünk.

1. A Mecsek hegységben korábban határdolomit (alsó-anizuszi) néven ismert Vöröshegyi Dolomit Formáció alján, a Misina—Tubes vonulat DNy-i oldalán, a Közép-Deindol végén, olyan képződményt találtunk 1976-ban, amelyet a régebbi kutatási közlemények nem ismertettek.

A további térképező munka során, 1977—78-ban, az első megismerési helytől Ny-ra, azonos rétegtani helyzetben több helyen is megtaláltuk ezt a képződményt, így pl. a Remete-rétnél és a Vörös-hegy DK-i oldalán. Az általunk ismert legnyugatibb feltárása a Körtvélyesi-völgy K-i oldalán található (1. ábra).

A Viganvári Mészko Formáció (felső-kampili) felső részét jelző *Costatoria costata* maradványokat tartalmazó, sötétszürke, bitumenes—huminites, kissé dolomitos mészkőre kb. 15—20 m vastag fakószürke, világosszürke, helyenként zöldesszürke, vékonylemezes—leveles mészmárga települ. Ebben a mészmárgában gyakoriak a 0,5—2,0 m vastag szürke, barnásszürke dolomitos mészkő közbetelepülések, amelyek felfelé haladva fokozatosan kimaradnak, ugyanakkor sötétszürke, csaknem fekete, selymes fényű, kissé lapított gömbszerű, koncentrikus szerkezetű képződmények jelennek meg a kőzetanyagba ágyazottan. Tovább haladva fölfelé, ezek a képződmények réteges szerkezetű vékony padokat alkotnak. Felette, legtöbbször a rétegződésre többé-kevésbé merőleges, gyakran ujjasan elágazó korall- ill. korallzátony-maradványok találhatóak 2—4 m vastagságban. A korallvázak anyaga szintén a már említett sötétszürke, durvakristályos kalcitból áll. Ennek alapján feltételezzük, hogy a már említett sötétszürke, kissé lapított gömbszerű, koncentrikus szerkezetű durvakristályos kalcitból álló képződmények és ezek réteges változata a korall-





1. ábra. Térkép-vázlat a „korallós mészkő” (1) és az „evinospongiás” és trigonodusos mészkő (2) előfordulási helyeivel

Fig. 1. Map sketch showing localities of „coralline limestone” (1) and of „Evinospongia” and Trigonodus limestones (2)



2. ábra. *Thecosmilia* sp. (Det.: DETRE Cs., fotó: PELLÉRDYNÉ)

Fig. 2. *Thecosmilia* sp. (Det.: Cs. DETRE, photo PELLÉRDY)



zátonyok biostromjának tekinthetők. A korallmaradványokat DETRE Cs. *Thecosmilia* sp.-nek határozta meg (2. ábra). A maradványok közötti teret barnásszürke, sárgásszürke és halványvörös meszes dolomit ill. dolomit tölti ki, amelynek kőzetösszetétele azonos a felette települő „határdolomit” anyagával. Ezt az általunk helytelenül „korallós mészkő”-nek nevezett kőzetet határképződménynek tartjuk a kampili és az anizuszi emelet között. Ezt a feltételezésünket az a tény is megerősíti, hogy a legalsó-anizuszinak elfogadott „határdolomit” — a Vöröshegyi Dolomit Formáció — közvetlenül rátelepül ill. helyenként összefogazódik a „korallós mészkő”-vel (3. ábra). E téren különösen figyelemre méltó a Körtvélyesi-völgy K-i oldalán levő feltárás kőzetanyaga, mert a már említett megjelenés mellett olyan padok is találhatóak itt, amelyekben a „korallós mészkő” szerkezetét a szürkésárga aprókristályos dolomitban csak a korallak közötti térben fennmaradt szürke foltok jelzik.

A fenti megfigyeléseink alapján úgy tűnik, hogy a „határdolomit” vagy legalábbis annak egy része a korallzátonyok autometaszomatózisával keletkezett szingenetikus képződménynek tekinthető. A feltételezések igazolására további megfigyelések és vizsgálatok elvégzése szükséges. Annyit azonban már most is biztosan megállapíthatunk, hogy a pécsi Bárány-tetőtől K-re ez a képződmény nem található meg a felszínen. A legkeletibb felszíni előfordulástól (Közép-Deindol vége) K-re a Bálícsi úton törmelékben találtuk meg, és felismertük a IX. sz. szerkezetkutató fúrás anyagában is. Innen keletebbre már nem tudtuk kimutatni annak ellenére, hogy a Mecsek-kapu és a Francia-emlékmű környékén is találhatóak halványvörös és sárgásszürke dolomitkibúvások, amelyek anyaga azonosnak tűnik a „határdolomit” anyagával. Ezekben a feltárásokban a dolomit szabálytalan alakú tömzsök ill. lenesék formájában fordul elő. Ezeknek a megfigyeléseknek az alapján csaknem minden kétséget kizáróan megállapíthatjuk, hogy a Bárány-tetőtől K-re a kampili és anizuszi képződmények tektonikusan érintkeznek egymással. Az itt levő dolomitfeltárások a Báránytetői Mészkő Formációban található, valószínűleg másodlagos dolomitokkal azonosíthatók.

Véleményünk szerint ez a viszonylag nagy, horizontális elterjedésű, jellegzetes és szinttartó képződmény a Vöröshegyi Dolomit Formáció részeként Deindoli Tagozat néven elkülönítésre érdemes.

2. A másik új megfigyelési eredmény a felső-anizuszinak tartott Kozári Mészkő Formáció zárótagjait alkotó két biogén mészkő paddal — az evinospongiás és a trigonodusos mészkő padokkal — kapcsolatos.



3. ábra. A „korallós mészkő” feltárása az Erelész út mentén. (Fotó: TOMKA Gy.)

Fig. 3. “Coralline limestone” cropping out along Erelész-út (photo Gy. TOMKA)



4. ábra. „Evinospongiás” mészkő pad a dömörkapui sétaút mentén.  
(Fotó: TOMKA GY.)

Fig. 4. “Evinospongia limestone” bank along the tourist path of Dömörkapu  
(photo GY. TOMKA)

Az evinospongiás mészkő padnak mindössze két feltárása volt ismeretes korábban: „Az egyik a Kistrét – Dömörkapu közötti turistaút mentén, a másik pedig az Árpád-tetőről Mánfára lefutó völgyben van.” (NAGY E. 1968, p. 59.) A trigonodusos mészkő pad a következő feltárásokban volt ismert: . . . „a Vágot-pusztáról Rózsa-forrás felé lefutó vízmosásban, a Misina É-i lejtőjén több ponton, valamint a már említett Árpád-tetőről Mánfára lefutó völgyben” (NAGY E. 1968, p. 59). A területen végzett munkánk során a fenti képződményeknek újabb feltárásaira bukkantunk ill. az alapszelvényprogram feltáró munkálatai következtében kedvezőbb körülmények között végezhetjük megfigyeléseinket (1. és 4. ábra).

A Kistrét – Dömörkapu közötti turistaút mentén feltárt evinospongiás mészkő pad így jellemezhető: Néhány em nagyságrendű, koncentrikus szerkezetű képződményekből álló kőzetanyag, amelynek friss törési felületein mak-

roszkóposan nem ismerhető fel a biogén szerkezet. A karbonátanyag koncentrikus kiválását a durvakristályos kalcit anyagú mag — kagylóhéjtöredék, Crinoidea-nyéltag — körül bekérgező szervezetek — kék vagy kékeszöld alga — működésére vezethetjük vissza.

E feltárás koncentrikus szerkezetű képződményei hasonlítanak a STOPPANI által *Evinospongia cerea* néven leírt maradványokhoz. Valószínűleg e hasonlóság alapján nevezték el a korábban a területen dolgozó kutatók evinospongiás mészkőnek a fent ismertetett feltárás képződményeit.

A STOPPANI által leírt ősmaradványok belső szerkezete radiális elhelyezkedésű, szoros, merev rostokból áll (1858—1860, pp. 127—130, 29. tábla 6—8., 30. tábla 1—5.). A szilárd rostok egymáshoz viszonyítva kulisszaszerűen elmozdulva helyezkednek el egy központi nyílás vagy egy lineáris csatorna körül, nagyon kompakt, rostos tömeget alkotva. A sűrű, tömött szerkezetben néhány



5. ábra. *Evinospongia cerea* STOPP.  
(A. STOPPANI: Paleontologie Lombarde című művéből)

Fig 5. *Evinospongia cerea* STOPP.  
(taken from A. STOPPANI'S Paleontologie Lombarde)

üreg található, amelyek többnyire négyzet, esetleg kerekded alakúak. Mindez jól megfigyelhető az általunk közölt rajzokon (5. ábra).

Az általunk evinospongiás mészkő néven ismert képződmények belső szerkezete nem radiális, hanem koncentrikus (6. ábra). LELKES Gy. egy ilyen „gumó”-ból készült csiszolatot a következőképpen írt le: Dolomitos mészkő. Irányított szövetű, biogén, szemcsés struktúrájú kőzet. Ásványai: kalcit, dolomit, agyagásvány, limonit. A csiszolat alapanyaga igen finomszemcsés, agyagásványtartalmú mikrokristályos kalcit. A csiszolatot egyetlen nagyméretű onkoid típusú sztromatolit alkotja. Magja több mm-es nagyságú, épen megmaradt kagyló vagy Brachiopoda-héj. A héj anyaga igen durvakristályos kalcit. Az egyes kristályok nagysága  $600\ \mu\text{m}$  között van, zárványosak, gyakori a poliszintetikus ikerlemezeség. Ezt a héjtöredéket kérgezte be az alga igen finoman mikrokristályos kalcit anyaggal, mely nagyjából héjak szerint követi a mag alakját. Ebből adódik az irányított szövet. Gyakran található az onkoid belsejében kisebb-nagyobb cahedrális dolomitkristályok  $10\text{--}20\ \mu\text{m}$  nagyságban. Elég gyakran figyelhetők meg néhány  $10\ \mu\text{m}$  nagyságú, valószínűleg utólagos kioldással keletkezett üregek, melyeket pátos kalcit tölt ki. A kitöltő kalcit szemcsenagysága  $15\ \mu\text{m}$  körüli értéket mutat. A limonit elsősorban a mag és a bekérgező mikrites anyag határfelületén figyelhető meg nagyobb mennyiségben.

A Kis-réten létesített mesterséges feltárásban ugyanezek a koncentrikus szerkezetű képződmények nagyobb méretűek,  $5\text{--}10\ \text{cm}$  átmérőjűek. Itt egy

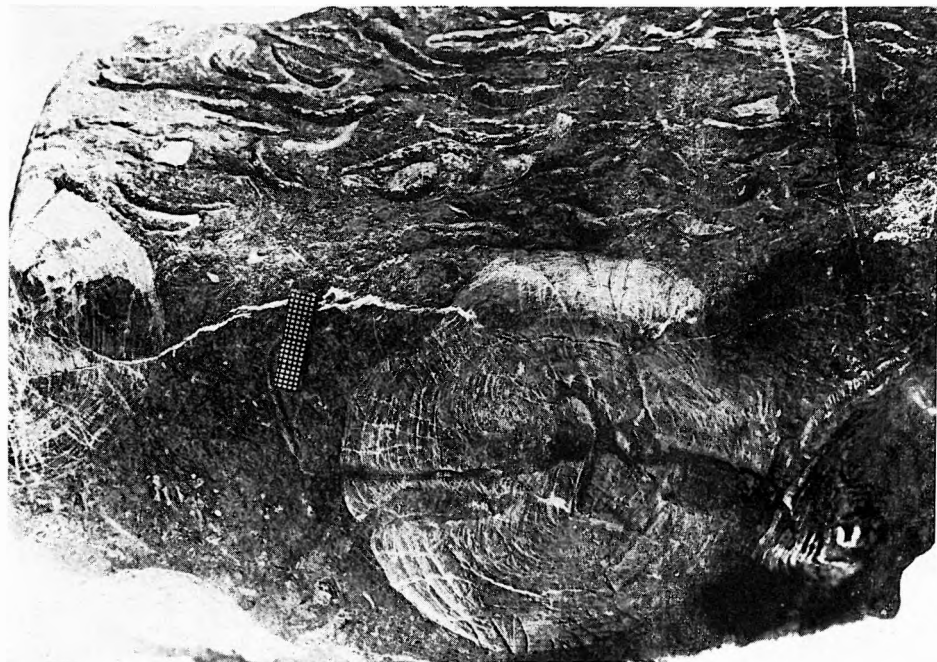


6. ábra. Onkoidok a dömörkapui turistaúton kibontott „evinospongiás” mészkő padból (vékonycsiszolat,  $4\times$ , fotó: PELLÉRDYNÉ)

Fig. 6. Oncoids from “Evinospongia limestone” recovered at a point of the tourist path of Dömörkapu (thin section,  $4\times$ , photo PELLÉRDY)

makrofaunában lumasellaszerűen gazdag, csaknem kizárólag *Trigonodus*-héjtöredékeket és apró csigamaradványokat tartalmazó mészkőpadban található. Mivel ebben a feltárásban a kétféle képződmény — trigonodusos mészkő és evinospongiás mészkő — egy rétegen belül található (7. ábra), véleményünk szerint nem indokolt két különálló padban való elkülönítésük.

A fenti megállapításokat tényként elfogadva, azt a következtetést vontuk le, hogy a korábban evinospongiás mészkő néven ismert képződmény nem szivacsvázakból áll, hanem — kék vagy kékeszöld — algák tevékenysége következtében kialakult sztromatolit onkoidokból.

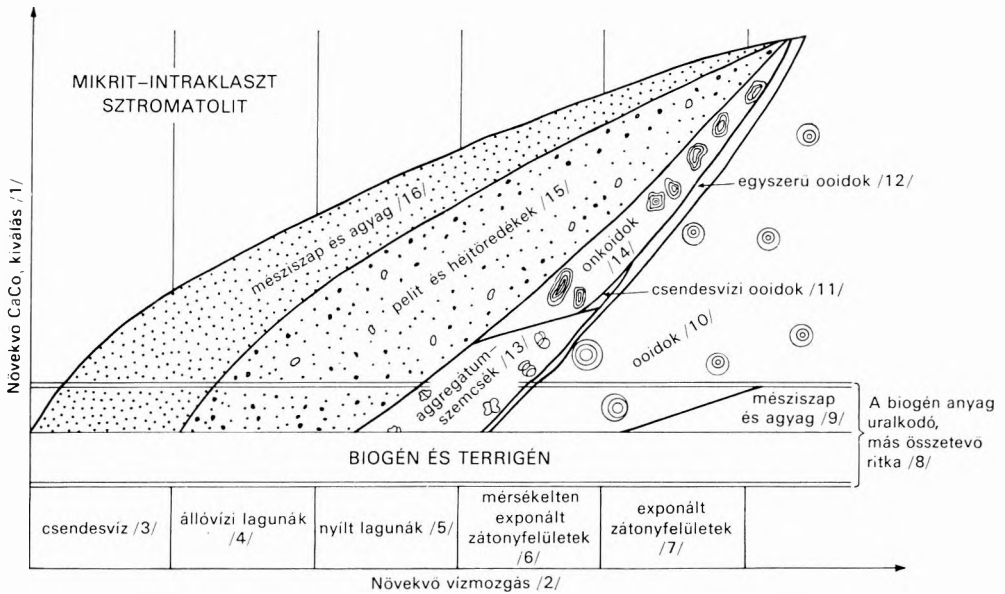


7. ábra. *Trigonodus*-héjak és onkoidok a kis-réti feltárásból. (Fotó: PELLÉRDYÉ)

Fig. 7. *Trigonodus* shells and oncooids from the outcrop Kis-rét (photo PELLÉRDY)

Ezt a feltevést látszik igazolni E. FLÜGEL (1978) néhány mondata is: „Az onkoidok szabálytalan alakú karbonát komponensek, melyek többek között héjak körüli biogén és mechanikus lerakódásokból származnak. . . HEIM (1916) javasolta ezen gömbölyded-lapocska alakzatok számára az „Onkoid” elnevezést. . . PIA (1927) szabadon a közetben elhelyezkedő gumókat említi, felismerhető organikus szerkezet nélkül, melyek gyakran oncolithokként idegen testeket vesznek körül. Ő ezeket a Spongiostromata kékeszöld algacsoport részének tekinti.” . . . „ma egy viszonylag széles körű meghatározásban biogén, felismerhető algákkal (Cyanophyceák, Rhodophyceák) meghatározott leülepedési szerkezeteket, valamint többé-kevésbé koncentrikus, minden oldalról magok körül történő mikrolerakódásokat foglalunk össze onkoidokként.”

Az onkoidok keletkezésének fáciesviszonyai a fenti munkából átvett diagramból kiolvasható (8. ábra). Eszerint az onkoidok ill. sztromatolitok általában intertidális–szubtidális környezetet jeleznek. Ebből arra lehet következtetni, hogy az „evinospongiás” ill. trigonodusos mészkő padok és a „korallós mészkő”



8. ábra. A karbonátos komponensek kiválása a vízmozgás erőssége és a  $\text{CaCO}_3$ -tartalom függvényében [KENDALL (1969) in E. FLÜGEL 1978]

Fig. 8. Precipitation of carbonate components against the strength of water movement and  $\text{CaCO}_3$  content [KENDALL (1969) in E. FLÜGEL 1978]

1. Increasing precipitation of  $\text{CaCO}_3$ , 2. increasing water agitation, 3. stagnant water, 4. backwater lagoons, 5. open lagoons, 6. reef surfaces exposed moderately, 7. reef surfaces exposed, 8. dominant biogenic material and rare other components, 9. lime mud and clay, 10. ooids, 11. stagnant water ooids, 12. simple ooids, 13. aggregate particles, 14. oncoids, 15. pelite and shell fragments, 16. lime mud and clay

közel azonos fácieseket jeleznek, nevezetesen zátonyfácieseket. Az általunk ismert feltárások helyzete alapján ezek a képződmények sánczátonyok reliktu-mainak tekinthetők.

Az eddigi megfigyelések alapján úgy tűnik, hogy a Kozári Mészkö Formációra települő Kantavári Formáció fekete mészmárga tagozatának a törmelékes alkotórészekben dúsabb rétegei találhatóak az „evinospongiás mészkő pad” közelében, és a fekete, agyagos, csigás, vitritesíkos mészkő, valamint a sziderites rétegcsoport ezeken a helyeken kimarad. Ez valószínűleg azzal magyarázható, hogy a partszegélyi sztromatolitos képződmények után a *Walter*-törvény értelmében a törmelékes üledékeknek kellett lerakódniuk, míg a fekete, agyagos, „kantavári mészkő” és a mánfai sziderit a zátonyt tagoló csatornáknak ill. azok helyén ülepedett le. Ezt a feltételezést talán az is alátámasztja, hogy a Kantavári-kőfejtő felett — ez a legismertebb feltárása a fekete, agyagos, csigás mészkőnek — legfelső-anizuszi mészkőrétegekben sem *Trigono-*dust sem „Evinospongiát” nem találtunk, hanem *Coenothyris*eket és más *Brachiopoda*kat, valamint néhány roszsmegtartású korallmaradványt. Az erre a kibúvársra telepített Ny—K-i irányú árokban a „kantavári mészkő”-be való fokozatos átmenet volt megfigyelhető.

A fentiekben ismertetett megfigyeléseink jelentőségét abban látjuk, hogy ezek segítségével a mecseki, de legalábbis a Pécs környéki triász képződmények üledékképződésének ösföldrajzi viszonyai a korábbinál jobban rekonstruálhatók.



## HIVATKOZOTT IRODALOM

- FLÜGEL E. 1978: Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. — Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- NAGY E. 1968: A Mecsek hegység triász időszaki képződményei. — Földt. Int. Évk. 51. 1.
- STOPPANI A. 1958—60: Paleontologie Lombarde. — Milano.

CONTRIBUTIONS TO THE KNOWLEDGE OF THE MECSEK  
MOUNTAINS' ANISIAN

by

A. KÓKAI—E. RÁLISCH-FELGENHAUER

On the SW side of the Misina-Tubes range, moreover at Vörös-hegy and on the E side of the Körtvélyes-völgy (Fig. 1), the upper part of the Viganvár Limestone Formation (Upper Campilian) is made up of dark grey bituminous and huminitic limestone with *Costatoria costata*. It is overlain by pale grey to greenish-grey-coloured, laminated to foliated calcareous marl with a thickness of 15—20 m. In the calcareous marl there are dark grey, spherical but a little flattened particles of coarse-grained calcite showing a silky lustre, which upwards are grouped into banded thin beds. Above this, in a thickness of 2—4 m, likely coarse-grained, calcite-composed coral remnants appear at right angles to the bedding plane, showing an interfingering structure of the including stripes. The interspace of the corals is filled with pale red or yellowish-grey small-grained dolomite which, on its appearance and composition, can be identified with the rock substance of the Vöröshegy Dolomite Formation formerly known as "boundary dolomite". According to Cs. DÉTRE, the corals can be determined as *Thecosmilia* sp. (Fig. 2).

The rock described above may indicate the boundary between the Campilian and Anisian stages. Because of its being widespread and stratigraphically constant, this rock is suggested to be distinguished as Deindol Member of the Vöröshegy Dolomite Formation.

As for the final member of the Kozár Limestone Formation made up of *Trigonodus* and *Evinospongia* limestone beds (Fig. 1) assigned to the Upper Anisian, the authors have come to the following conclusions. The concentric substances similar to *Evinospongia cereu*, a form described by STOPPANI, are not built of sponge skeletons but of stromatolitic oncoids in the formation of which the activity of algae around *Trigonodus* shell fragments may have played a significant part (Fig. 6). The *Trigonodus* and „*Evinospongia*” limestones are commonly found together (Fig. 7), thus their separation cannot be justified.

According to the authors, the "coralline limestone", moreover the stromatolitic and *Trigonodus* limestone banks can be taken for relics of barrier reefs.





## ÚJABB ADATOK A KÖZÉPSŐ-KRÉTA BAUXITKELETKEZÉSRE A PADRAGKÚT PA-7. SZ. FÚRÁS ALAPJÁN

C'SÁSZÁR GÉZA

A Szerző az Űrkúti-medence Padragkút Pa-7. sz. fúrásának részletes elemzéséből kiindulva az albai korszak szedimentációs és ősföldrajzi viszonyaival foglalkozik.

A fúrás albai rétegsora ciklotémákra tagolódik. A ciklotémák felfelé növekvő vastagsága — vagyis a vörös színű agyag- és márgabetelepülések számának esőkenése — az üledékképződés mértékét meghaladó süllyedésről, a kvarc és egyéb törmelékalkotók rendkívül kis mennyisége, valamint a rétegsorban a dolomit jelentős mennyiségű előfordulása karbonátos (dolomitos) térszínű lehordási területről, a bauxitásványok viszonylagos gyakorisága a tengerpart közelségéről és a parti területek areális bauxitos fedettségéről tanúskodik.

Ezt követően az alsó- és középső-kréta bauxitképződés lehetőségét áttekintve arra a következtetésre jut, hogy a Dunántúli-középhegység területén az első számottevő bauxitképződési időszak az alsó-albai alkorszakra tehető.

A magyarországi, pontosabban a dunántúli-középhegységi bauxitkeletkezés idejének kérdésében a vélemények az ismeretek függvényében többször változtak; elsőként 1909-ben TAEGER H. nyilvánított a korkérdésben véleményt „harmadkori terra-rossa” néven. GYÖRGY A. (1923) felső-kréta — eocén közöttinek, míg TELEGDY ROTH K. a felső-kréta végétől kezdődő és a „fornai rétegek” létrejöttével záródó intervallumon belül keletkezettnek ítélte. A barrémi szárazulatnak IFJ. NOSZKY J. (1934) által történt kimutatása, továbbá a perei bauxit felfedezése, illetve a fedőjében települt rétegek gazdag faunatartalmának meghatározása után VADÁSZ E. (1935) a bauxit keletkezési idejét a barrémiben, illetve a barréminél nem későbbi időben jelölte meg. A főtömeget alkotó fiatalabb fedőjű bauxitokra utalva megállapította, hogy a bauxitképződés idejét nem rögzíti egyértelműen a rétegtani helyzet. A lényegi egyetértés mellett BARNABÁS K. (1957, 1961) az alsó-kréta bauxitkeletkezés mellett felső-krétát is (turon) valószínűsít. DARÁNYI F. (1957) veti fel először a gondolatot, hogy a leggyakoribb fedőtípusoknak megfelelően három bauxitképződési időszak is elképzelhető (barrémi, turon, dániai), bár a barrémi képződést követően a későbbiek során történő pusztta áthalmazódást sem tartja kizártnak.

DEÁK M. (1960) az általa végzett palinológiai vizsgálatok eredményei alapján (mindig csak a felső rétegekben talál szerves anyagot) arra a következtetésre jut, hogy leletei nem a keletkezés, hanem a lefedődés korát rögzítik csupán. Az egyidejű (egyetlen) bauxitkeletkezés valószínűségét hangoztatja.

FÜLÖP J. (1961): „A bauxit különböző tengeri krétaidőszaki képződményekkel heterópikus fáciesű képződmény”, amely alapanyagként (1964) az

„újkimmeriai mozgások hatására a krétaidőszak kezdetén kerülhetett a már korábban kialakult karsztos területre”. A kúparsztterületek agyagtelepei először a valangini—hauterivi idején alakultak bauxittá, bár nem tartja kizártnak, hogy a bauxitképződés a kréta folyamán később is folytatódott. Az üledéksorban a barrémitől kezdve többször megjelenő kvarchomoktartalmat kedvezőtlen jelnek tekinti. Az 1974-es munkájában viszont azt írja: „A valangini és az hauterivi emeletben a klíma sem volt a legkedvezőbb a bauxit keletkezése szempontjából, alapvetően azonban az üledékképződés folyamatossága, ill. rendkívül rövid idejű megszakítottsága, valamint a jurához viszonyított regressziós jelleg lehetett a legfőbb akadálya a bauxitképződésnek”, ami az alsó-kréta bauxitkeletkezést kisebb jelentőségűvé minősíti.

A bauxit albai keletkezésével kapcsolatban különleges jelentősége van az Ajka—padragkúti területnek. DARÁNYI F. az Ajka 97. sz. fúrásból az alsó-liász mészkövön requeniás mészkő fedővel 1 m vastag bauxitos agyagot ír le, melyet barrémi keletkezésűnek ítél.

Ugyanerről a területről SZANTNER F.—SZABÓ E. (1970) már az oszeillációs körülmények között képződött középső-kréta mészkövön belüli bauxitos agyagrétegekről ír: „In the so-called Padragkút bauxite area Middle Cretaceous limestone with Requienia has developed with considerable thickness (area of borings K-18, K-56). Within the limestone complex several bauxitic clay strata of some m thickness may be found”.

MÉSZÁROS J. (1971) a padragkúti lap magyarázójában ugyancsak a kab-hegyi K-55., -56., -66. és 67. sz. fúrásokról szólva, megállapítja, hogy azok a „requeniás mészkőben, annak főként alsó szakaszán, többször ismétlődő betelepülésben vörösayagot harántoltak”. Hangsúlyozottan írja, hogy a „bauxitos agyag tényleges betelepülések formájában van jelen és nem utólagos repedéskitöltéssel állunk szemben”. A kab-hegyi fúrások ismeretében az Ajka 97. sz. fúrásról is kiderítette, hogy a DARÁNYI F. által leírt bauxitos agyag alatt további három bauxitos agyag szint még az albaiba tartozik. A bauxitos agyag betelepülésekből azt a következtetést vonja le, hogy ezidőtájt a „közeli szárazulaton már bauxit volt”.

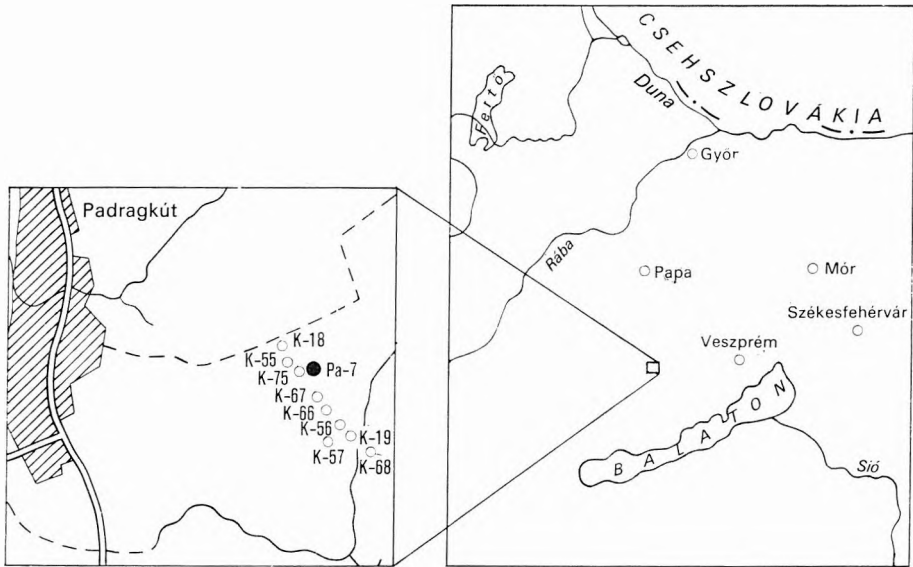
A bauxit keletkezése és megőrződése szempontjából nem elhanyagolható tényező a bauxit számára feként szolgáló kőzet milyensége. FÜLÖP J. (1964) szerint a dolomit már a neokom folyamán a felszínen volt. MÉSZÁROS J. (1971) viszont az Űrkúti Mészkő Tagozat legidősebb fekéjének (Padragkút környékén) a Dachsteini Mészkövet találta. A jura és a neokom hiányában mind az eredeti hiányt, mind a későbbi lepusztulás lehetőségét elképzelhetőnek tartotta. Tény, hogy a dolomit törmeléként először a szenon bázisán jelenik meg, nagy mennyiségű kavics formájában. Az Űrkúti környéki albai rétegsorokban írtak ugyan le dolomitkavicsot is, azonban ezt vizsgálati eredmény nem támasztotta alá, és jogosnak látszott az a feltételezés, hogy az mállott tűzkő vagy mészkő anyagú volt. Mindeddig tehát a triász dolomitok felső-krétánál korábbi felszínre kerülésére vonatkozóan nincs bizonyítékunk. Jelen dolgozat a bauxit keletkezési és a dolomit felszínre kerülési idejének kérdésével kíván foglalkozni, a JOCHÁNÉ EDELENYI E. és HAAS J. által telepített új típusú bauxit-előfordulások lehetőségét kutató Padragkút Pa-7. sz. fúrás elemzése révén.





### A Padragkút Pa-7. sz. fúrás helye

A középső-kréta üledékciklus képződményei a középhegységnek csupán keskeny tengelyzónájában fordulnak elő. Amíg a herendi eltolódási vonaltól ÉK-re az üledékciklus három jól elkülönülő formációból (Tési Agyagmárga Formáció max. 220 m, Zirci Mészke Formáció max. 60 m, Pénzeskúti Márga Formáció max. 470 m) áll, közel 600 m-es legnagyobb vastagsággal, addig a pontosabban meg nem határozható mértékű eltolódástól DNY-ra a Tési Agyag-



1. ábra. A Padragkút Pa-7. sz. fúrás helyszínrajza

Fig. 1. Layout of borehole Padragkút Pa-7

márga már csak lencsékben fordul elő, a Zirci Mészke speciális kifejlődésű tagozata, az Űrkúti Mészke fölött további középső-kréta képződmény nem ismeretes. Az Űrkúti Mészke előfordulása az Ajkától DK-re eső, Padragkúttól Városlődögig elnyúló néhány 100 km<sup>2</sup>-es területre korlátozódik. A Pa-7. sz. fúrás a kréta folt harmadidőszaki képződményekkel fedett DNY-i elvégződése közelében, Padragkúttól D-re, a bauxitkutató kab-hegyi fúrások közelében mélyült (1. ábra).

### Litológiai tagolás

Az Űrkúti Mészke a fúrás szenon alatti 267,6–363,9 m közötti szakaszában található (I. melléklet). A 315,0–325,7 m-ben a szenon különböző szint-tájjait képviselő, igen változatos dőlésű — többek közt függőleges — rétegek beekelődése figyelhető meg. A nagyon érdekes kérdéseket felvető jelenség magyarázatával nem célok foglalkozni, de a szenonon belüli tektonika és az albai-nak a szenon alatti 6 m-es szakaszában gyakori szenon anyagú — főként kő-szenes — agyag bepréselődés, feltolódás jellegű mozgásra utal, annak ellenére,

hogy a feltolódási vonal lefutása a környezetben nem nyomozható és az Űrkúti Mészkövön belül a rétegismétlődés litológiai alapon nem igazolható. Az ismétlődés akár litológiai, akár faunisztikai alapú igazolhatatlanságát az árapály-övi — illetve a szubtidál legfelső részébe eső — üledékképződés esetén nem tartjuk meglepőnek.

Az összességében 80,6 m vastag Űrkúti Mészköben 22 db ciklotéma volt megállapítható (I. melléklet), ami 3,7 m-es átlagú ciklotéma-vastagságnak felel meg. Ezen belül azonban a ciklotémák eloszlása igen egyenlőtlen: a 299,9 m alatti szakaszban ez az érték 2,7, míg afölött 8,1 m. A legvastagabb ciklotéma 13,3 m, a legvékonyabb 0,6 m.

A ciklotémára tagolás alapját a rétegsoron belüli agyagbetelepülések, illetve jelentősebb elagyagosodások képezték. Ezek némelyike az erózióbázis szintje fölé történő emelkedést jelző, karsztos visszaoldási felületekkel esik egybe. A ciklotémák határát azonban a visszaoldódás nélküli elagyagosodások esetében is mindig az agyagbetelepülés bázisán húztam meg.

A ciklotémák — vagyis az agyagos betelepülések — gyakorisága összhangban van számos más litológiai jellemző eloszlásával. A 299,9–363,9 m közötti ciklotéma-csoport jellemzője a fölfelé csökkenő vastagságú, de többnyire több dm vastag vörösayagos betelepülés, a mészkőrétegekben a vörös vagy lilásvörös szín uralma, míg a faunában a csigafélék (II. melléklet), főként a sőtartalom változását is elviselő, többnyire apró termetű, növényevő alakok túlsúlya (*Pseudomula* *via* *urgonensis*, *Dimorphotectus* sp., *Nododelphinula* sp., *Nerinea* sp. és *Nerinella* fajok). Előfordulnak még kagylók, köztük *Ostrea* sp. és *Lamellotis* fajok és ritkán, de fölfelé növekvő mennyiségben *Pachyodonta*-félék (*Toucasia*, *Eoradiolites* és *Agriopleura*-félék) is. A ciklotéma csoport szennon pikkely fölötti (15,1 m vastag) része átmeneti jellegeket mutat a felső ciklotéma-csoport felé: ritkábbak és vékonyabbak az agyagbetelepülések, a vörös szín valamelyest halványabb tónusú és egyéb árnyalatok is megjelennek, de kissé növekszik a zátonypépítő szervezetek gyakorisága is. A ciklotémák átlagos vastagsága 3,8 m.

A felső ciklotéma-csoportra mindössze 4 db ciklotéma esik. A felső két ciklotéma bázisát agyagfilm ill. agyagközös rétegfelszín, az alsó kettőét 20 ill. 10 cm vastag vörös agyagbetelepülés adja. Az intraklasztok vagy plasztok mennyisége az alsó ciklotéma-csoportéhoz képest alárendelt. A mészkő uralkodó színe a halványrózsaszín és a szürkésfehér. Jellemző faunaelemmé az egyes rétegekben tömegesen fellépő zátonyalkotó szervezetek válnak — főként a *Toucasia carinata* — de gyakoriak a csiga — főként a *Nerinea* és *Nerinella* — fajok. Fel-tűnő, hogy köztük a sőtartalom változását elviselő alakok is előfordulnak.

### A vizsgálati eredmények értékelése

Az elvégzett vizsgálatok célját elsősorban a környezeti jellemzők meghatározása képezte. Az ezekből levonható fontosabb következtetések:

1. A  $\text{CaCO}_3$ -eloszlásban csak gyengén tükröződnek a makroszkóposan is megfigyelhető különbségek.

2. A szemcseeloszlás a túl magas kőzetliszt-, sőt homokfrakció miatt ugyan-csak magyarázatra szorul, melyet az iszapolási maradék (I. melléklet) ill. a mikromineralógiai vizsgálat eredményeitől kapunk meg (2. ábra). Az iszapolási maradék, KURUCZNÉ SIDÓ M. vizsgálatai szerint, jelentős mennyiségű

fauna — elsősorban Mollusca eredetű — törmelék tartalmaz, ami a szemcseméret mellett megnöveli a réteg  $\text{CaCO}_3$ -tartalmát is. A mikromineralógiai és röntgendiffrakciós vizsgálatok eredményei ugyancsak kétségesé teszik a jelzett mennyiségű kőzetliszt és homokfrakció terrigén eredetét, sőt a mérés helyességét is. E vizsgálatok ismertetésére később térek ki.

A jelentős számú röntgendiffrakciós vizsgálat szinte kizárólag az agyagtartalmú rétegekből vagy lencsékéből készült, ennek megfelelően a vizsgálatok majdnem kizárólag az alsó ciklotéma-csoportokból származnak. Hogy a viszonylag magas és minden egyéb alkotót elnyomó karbonáttartalom mellett jelenlévő ásványokról is képet alkothassunk, a minták többségéről savazás után is készítettünk felvételeket.

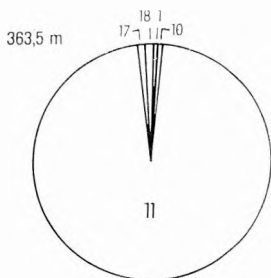
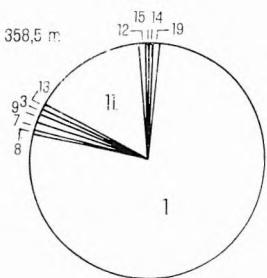
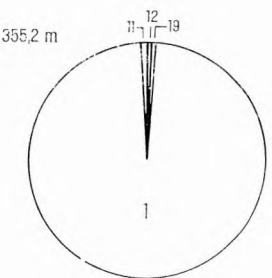
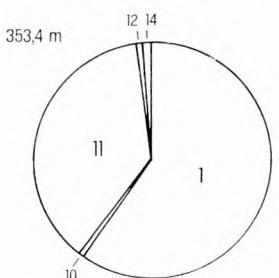
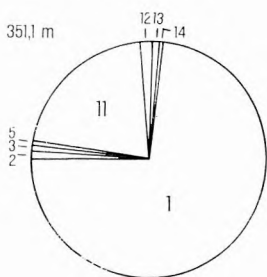
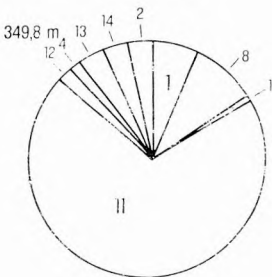
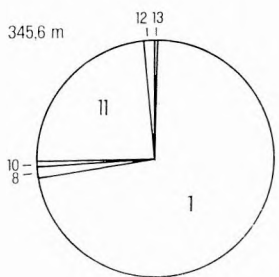
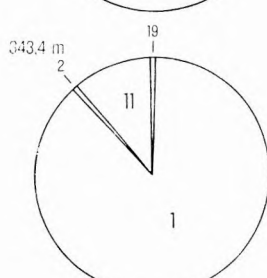
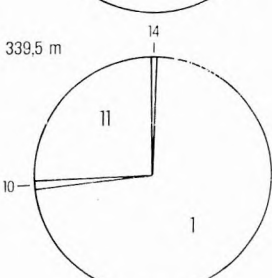
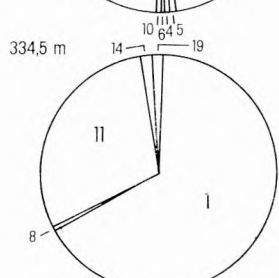
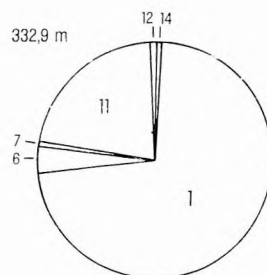
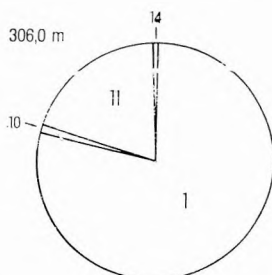
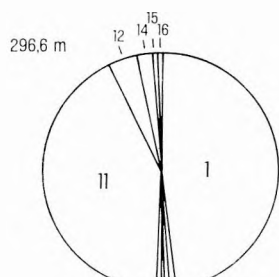
A savazás előtt készített felvételek elsősorban a karbonátásványok — a kalcit és a dolomit — eloszlási képét szemléltetik (I. melléklet). Eszerint a dolomittartalom az alsó ciklotéma-csoport 42 db vizsgált mintájában átlag 15,6%, ami az egyes mintákban 0 (összesen 10 db, amelyből 7 db a 338 m fölötti szakaszra esik) és 74% között változik. A felső ciklotéma-csoportból mindössze 3 minta került vizsgálatra és ebből kettő nyomokban tartalmazott dolomitot. A diagramból leolvasható, hogy a dolomittartalom kulminációja az alsó ciklotéma-csoport középső szakaszára esik. A Scheibler-módszerrel meghatározott dolomittartalom (I. melléklet), a nem ritkán ellentmondó és általában jelentősen alacsonyabb értékek ellenére, tendencia-jelleggel egyezik a röntgendiffrakciós felvételek alapján nyert képpel. A DTA-vizsgálatok eredményei jó egyezésben vannak a röntgenvizsgálati képpel, legalábbis a dolomittartalmat illetően (1. táblázat).

A Bauxitkutató Vállalat által a területen korábban mélyített fúrásoknak a vállalat által rendelkezésre bocsátott mintáiból készült röntgenvizsgálat fontosabb eredményeit a 2. táblázat tartalmazza. Az eredmények mind a bauxitásványok, mind a kalcit—dolomit kérdésében a Pa-7. sz. fúrásban ismertetetthez hasonló képet mutatnak. Ösföldrajzilag és genetikailag is figyelemre méltó, hogy a Zsófia-majori fúrások Tési Agyagmárgájának sem a szürke, sem a tarka rétegeiben nem volt kimutatható bauxitásvány.

1. táblázat

## Az Űrkúti Mészke derivatográfias vizsgálati eredményei (%)

Mélység (m)	Kalcit	Dolomit	Böhmit	Kaolinit	Illit	Limonit	Szerves anyag	Montmorillonit
288,3	96—97				nyom			
300,5	95—96				nyom			
306,0	42—46		17—18	19—20		2—4		
334,5	86—94				nyom			
337,0	77—84				nyom		4	
339,5	87—88	8—9			nyom			
343,9	47—48	28—29		17—18		2—3		
348,1	55—61			26—27				
348,8	7—9		23—24	34—35		16—24		
349,8	9—10	50—51		22—23		2—3		
353,4	31—32	32—33		24—25		3—5	7	nyom
355,2	19—21			52—53		10—15		
358,5		25—26		41—42		4—7		





A savazás nélkül röntgennel megvizsgált 45 db minta közül 20 tartalmazott — legalább nyomokban — bauxitásványt, túlnyomórészt böhmitet, néhány mintában gibbsitet is. A legnagyobb böhmittartalom 301,9 m-ben volt: 19%. A 13 db DTA-minta közül csupán 2 db-ból mutattak ki böhmitet, de itt 348,8 m-ből 23—24%-ot is, ami 2,6-szorosa az idevágó röntgeneredményeknek. Az 5 mintából készült elemzés eredményeit a 3. táblázat tartalmazza, amelyek szerint az anyag kivétel nélkül bauxitos agyagnak minősül.

A 27 db karbonátmentesített minta közül 22 tartalmaz böhmitet, ezen belül 5 db 20%-nyi mennyiségben. Figyelemre méltó, hogy az 5 db bauxitásványmentes minta közül három az első 5 ciklotémából származik, ahonnan mindössze 2 db mintából sikerült kimutatni 2%-nyi böhmitet. Ugyanakkor a felső ciklotéma-csoport mindhárom mintája tartalmazott legalább 17%-nyi bauxitásványt.

A röntgendiffrakciós vizsgálatok további kiemelésre méltó eredményei:

— A savazás előtt készült felvételek mindössze 3 minta esetében jeleznek nyomnyi mennyiségű kvarcot, de az oldási maradékok elemzése sem növeli a kvarctartalmú minták számát; a fenti minták közül kettőben dúsul százalékban is kifejezhető mértékig (max. 13%).

— A karbonátásványok mellett a második legjelentősebb ásvány (csoport) a kaolinit, illetve kaolinit—klorit (max. 67%).

A m i k r o m i n e r a l ó g i a i vizsgálatok (2. ábra) esetében, sajnálatos módon, nem került ugyan meghatározásra a vizsgált frakciónak sem az összmennyisége, sem a kiindulási anyaghoz való viszonya, de a terrigén szemcsék mennyiségének igen alacsony voltát világosan jelzik az alábbi körülmények:

— A vizsgált 14 db minta közül csupán 3-ban csökken 50% alá a túlnyomórészt dia- vagy epigén eredetű limonit,

— a leggyakoribb terrigén eredetű ásvány, a röntgendiffrakciós úton alig kimutatható és a tűzkőtől elkülöníthetetlen kvarc a szemcsék 20—40%-át adja,

— a gyakran elégtelen számú szemcse miatt az egyéb ásványok — főként a nehézásványok — csak nagy bizonytalansággal fejezhető ki. Valós szerepüket — a fentiekből következően — a mellékelt diagramok eltúlozzák.

## 2. ábra. Az Űrkúti Mészko pelites rétegeinek mikroásvány-tartalma

Nehézásványok: 1. limonit, 2. glaukonit, 3. gránát, 4. kloritosodott biotit, 5. klorit, 6. magnetit, 7. epidot, 8. pirit, 9. barna turmalin, 10. egyéb nehézásvány. — Könnyűásványok: 11. kvarc + tűzkő + kalcedon, 12. kálföldpát, 13. muszkovit, 14. metamorf kőzettörmelék, 15. savanyú plagioklász, 16. mikroklin, 17. Radiolaria, 18. kovaszivacstű, 19. egyéb könnyűásvány

## Fig. 2. Micromineral composition of pelitic rocks included by the Űrkút Limestone

Heavy minerals: 1. limonite, 2. glauconite, 3. garnet, 4. chloritized biotite, 5. chlorite, 6. magnetite, 7. epidote, 8. pyrite, 9. brown tourmaline, 10. other heavy minerals (296.6 m: garnet, titanite, hypersthene, epidote, glauconite; 306.0 m: hornblende, anthophyllite, chlorite, chloritized biotite, colourless garnet, limonitized magnetite; 339.5 m: chlorite, garnet, pale biotite, magnetite, glauconite; 345.6 m: garnet, hypersthene, magnetite; 349.8 m: muscovite, chloritized biotite, brown tourmaline, epidote, garnet; 353.4 m: garnet, glauconite; 363.5 m: epidote, magnetite, chlorite, brown hornblende, titanite, ? staurolite). — Light minerals: 11. quartz + chert + chalcedony, 12. alkali feldspar, 13. muscovite, 14. metamorphic rock detritus, 15. acid plagioclase, 16. microcline, 17. Radiolaria, 18. silica sponge spicules, 19. other light minerals (334.5 m: muscovite, alkali feldspar, microcline, glauconite; 339.5 m: metamorphic rock detritus and muscovite; 343.4 m: metamorphic rock detritus, muscovite; 355.2 m: rock glass, plagioclase, chlorite, muscovite, metamorphic rock detritus, glauconite; 358.5 m: glauconite, limonitized glauconite, chlorite, ? Radiolaria)

**Az Űrkúti Mészke kabhegyi (K) és a Tési Agyagmárga  
Zsófia-majori (Zs) bauxitkutató fúrásainak fontosabb  
röntgen- ill. derivatográfiás vizsgálati eredményei**

Mélység (m)	Kalcit	Dolomit	Böhmit	Gibbsit	Hid-rargilit	Kaolinit	Kaolinit + klorit	Kvarc
<b>Röntgenvizsgálat</b>								
<b>K-55.</b>								
*302,0–303,0/a	4+	—	—	—	—	3+	—	—
302,0–303,0/b	66	14	2?	—	—	—	15	—
*303,0–304,0	2+	—	2+	—	—	3+	—	—
<b>K-57.</b>								
*267,0–268,5	4+	—	—	—	—	3+	—	—
303,4–304,2	80	—	—	—	—	—	9	—
*303,4–307,6	—	2+	—	+	?	3+	?2+	—
310,9–311,4	61	22	—	—	—	9	—	—
<b>K-66.</b>								
330,8–331,5	67	—	3	—	—	—	15	—
*364,6–365,0	+	+	+	—	—	3+	—	—
370,2–370,6	37	33	—	—	—	—	13	—
<b>K-67.</b>								
*261,0–263,0	—	—	3+	—	—	3+	—	—
*361,8–362,5	—	—	2+	—	—	3+	—	—
<b>K-68.</b>								
300,0	27	39	—	—	—	—	16	—
326,7	79	7	—	—	—	4	—	—
326,7	22	61	—	—	—	12	—	—
*342,0–348,8	2+	—	3+	—	—	3+	—	—
<b>K-75.</b>								
328,6–329,0	40	34	4	—	—	10	—	—
342,5–342,9	68	13	2	—	—	—	9	—
<b>Zs-4.</b>								
*95,2–98,2	4+	—	—	—	—	+	—	+
98,2–98,8	—	—	—	—	—	12	—	71
103,2–103,7	2+	—	—	—	—	3+	—	4+
<b>Zs-13.</b>								
96,3–98,5	—	—	—	—	—	11	—	89
138,7–139,7	—	—	—	—	—	4	—	85
<b>Derivatográfiás vizsgálat</b>								
<b>K-66.</b>								
330,8–331,5	58	—	5	—	<1	15	—	—
364,6–365,0	1	—	11	—	—	37	—	—

Elemző: VICZIÁN I. és FÖLDVÁRI M.

A \*-gal jelzett (kis kalcittartalmú) mintáknál az eredményeket félkvantitatív módszerrel (+-tól 4+-ig) adtuk meg. A többi eredmény %-ban

**Kémiai elemzés a Pa-7. sz. fúrás Űrküti  
Mészkövének néhány pelites rétegéből**

Mélység (m)	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO
*299,85	31,2	42,5	21,1			
301,9	12,4	17,1	6,77	0,40	31,0	1,18
*339,5	32,7	37,2	23,9			
348,8	32,4	33,5	12,6	0,71	1,10	3,29
*353,2	46,3	43,3	3,98			

A \*-gal jellettekből sósavas feltárás után készült az elemzés

A lángfotométerrel végzett nyomelemvizsgálatok eredményei alapján az elemeknek három csoportját sikerült elkülöníteni (4. táblázat). Az elemek nagyobb része a törmelékes (főként pelites) alkotók mennyiségének változásával együtt nő vagy csökken: B, Pb, Ga, Ni, Co, Cr, Ti, sőt a Mn is. A karbonáttartalommal korrelál a Sr, míg a Cu és a Ba az üledék összetételének változására nem, vagy igen gyenge koncentrációváltozással reagál. A jelzett összefüggés a 75% alatti és fölötti Ca-(és Mg-)karbonát tartalmú minták átlagos nyomelem-koncentrációját tartalmazó táblázatból is kiviláglik.

Az elemeknek bauxitásványtól függő koncentrációváltozásai — valószínűleg az ásványok kis mennyisége miatt — nem mutathatók ki.

A középső-kréta üledékciklusnak a hegység egészében észlelhető DNy-i irányú fiatalodását, illetve fokozatos kiékelődését jelzi a már Űrkút környékén is egyenlőtlen vastagságú (max. 25 m) Tési Agyagmárgának a Padragkút környéki területen történő kimaradása, valamint az Űrküti Mészkö — szelvényben tanulmányozott — nagyobbik részének (alsó ciklotéma-csoport) az eulitorálisban történt keletkezése. A felső ciklotéma-csoport üledékei ugyan már infralitorális keletkezésre utalnak, de az eulitorális visszaütése még megfigyelhető.

Az Űrküti mangánérc-, az ajkai kőszén- és padragi bauxitkutató fúrások alapján tudjuk, hogy a Tési Agyagmárga Formáció és az Űrküti Mészkö Tagozat a jura rendszer különböző szintjeire települ, ami az albai előtti gyűrődéses szerkezetalakulás és ahhoz kapcsolódó egyenetlen mérvű lepusztulás következménye. A szerkezetalakulás során létrejött medencealakulatban (Űrküti-medence) — esetleg medencealakulatokban — az Űrküti Mészkö a jelenleg ismertnél valószínűleg idősebb képződményekre is települt. A következtetés indokoltságát támasztja alá a Pa-7. sz. fúrásban talált általános elterjedésű és jelentős mennyiségű dolomit is.

Az albai korú Űrküti-medence kiegyenlített morfológiájára utal a pelitfrakción kívüli idegen törmelékes elegyrészek, különösen a kvarc hiánya, ami a lehordási területnek lényegében a karbonátos térszínre történő korlátozódását jelzi. A rétegsorban a kaolinitekkal együtt szinte végig (az infralitorális övben is) fellelhető bauxitásványok pedig a környező karbonátos térszín allitodosó szialitokkal való areális fedettségeről tanúskodnak (3. ábra).

Amíg az alsóperepusztai — triász (Dachsteini Mészkö) fekjű és albai fedőjű — bauxit keletkezésének ideje csupán tág határok között adható meg, addig a Padragkút-7. sz. fúrásban a szinte végig fellelhető bauxitásványok — legalábbis a felhalmozódás idejét — egyértelműen az albaiban rögzítik. Ha

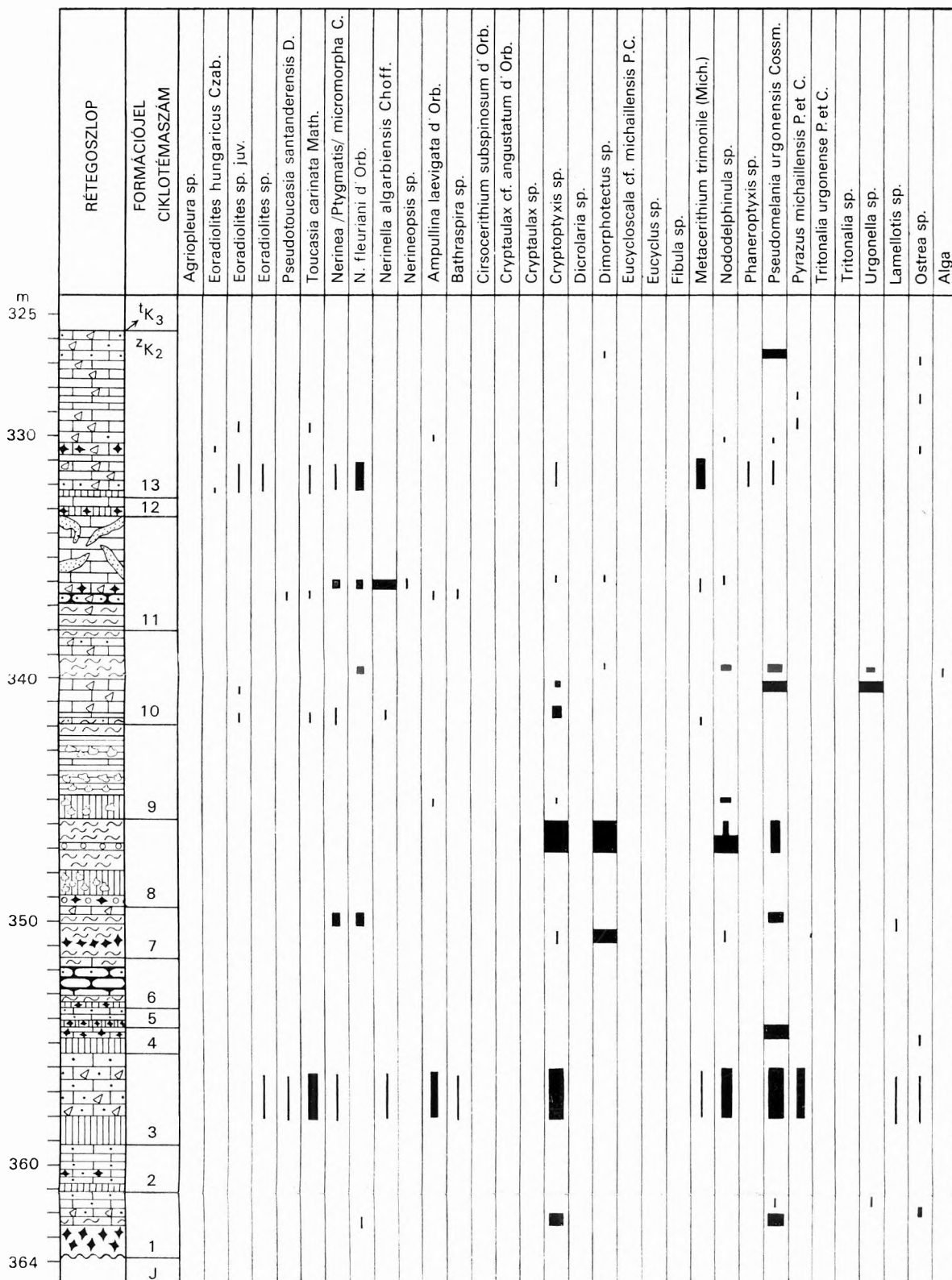
4. táblázat

Az Úrkúti Mészkö nyomelemvizsgálati adatai a Pa—7. sz. fűrészban (ppm)

Mélység (m)	B	Mn	Cu	Pb	Ca	Mo	V	Ti	Ni	Co	Sr	Cr	Ba	CaCO <sub>3</sub> (%)
208,5	100	1600	60	16	16	< 10	100	2500	25	16	160	100	250	90
275,5	60	400	60	10	16	< 10	60	2500	16	< 6	16	60	160	94
283,1	< 25	160	60	16	< 2,5	< 10	25	< 160	10	6	1000	25	160	90
288,3	< 25	100	40	16	< 2,5	< 10	16	< 160	6	< 6	600	16	100	90
296,6	< 25	100	60	10	< 2,5	< 10	16	< 160	6	6	600	40	100	77
300,5	< 25	100	60	16	< 2,5	< 10	40	< 160	6	6	1600	25	100	92
301,9	160	1000	40	100	60	25	160	2500	250	60	250	250	< 40	48
306,0	100	250	25	40	25	25	60	600	160	25	60	400	100	50 kb.
313,5	< 25	100	100	16	< 2,5	< 10	25	< 160	16	6	600	25	100	90
327,5	< 25	100	60	10	< 2,5	< 10	25	< 160	16	6	600	25	100	90
332,9	250	1600	60	40	16	< 10	100	400	250	60	160	400	160	73
334,5	< 25	100	60	10	< 2,5	< 10	25	< 160	25	10	400	60	100	90
														repedés- keltetés
337,0	40	160	40	25	< 2,5	< 10	< 16	< 160	25	16	600	40	100	89
337,6	160	160	60	26	6	< 10	100	1000	60	16	250	60	160	68
339,5	< 25	160	25	16	< 2,5	< 10	40	< 160	10	6	600	60	160	92
343,9	< 25	160	25	25	4	< 10	40	250	25	10	400	60	40	90 kb.
345,6	100	1600	40	40	25	< 10	250	4000	60	40	100	250	160	58
348,1	100	1000	10	16	10	< 10	40	250	60	16	100	25	250	90
348,8	40	400	25	6	25	< 10	100	4000	40	16	25	100	< 40	28
349,8	100	2500	60	40	25	< 10	160	1000	250	160	400	400	160	64
353,4	100	2500	40	40	16	< 10	60	400	160	25	160	1000	60	71
355,2	40	400	16	10	40	< 10	160	2500	100	40	40	60	< 40	28
358,5	100	2500	40	100	40	< 10	160	4000	100	40	160	250	160	63
Átlagok														
< 75% CaCO <sub>3</sub>	115	1291	41	44,1	27,8		131	2040	143	48	161	317	< 105	
> 75% CaCO <sub>3</sub>	< 34	326	51	16	< 5		36	< 492	19	< 9	560	45	132	

Elemző: MÁFI Színképelemző Csoport





1 Mészko

2 Intraklasztos mészko

3 Gumós mészko

4 Mész márga

5 Márga

6 Szürke agyag

7 Vörös agyag

8 Kavics, konglomerátum

9 Kőzettörmelék

10 Mészkonkrécio

11 Sztíliolit

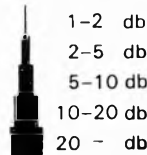
12 Repedéskitöltés

13 Kemény felszín

14 Csiga

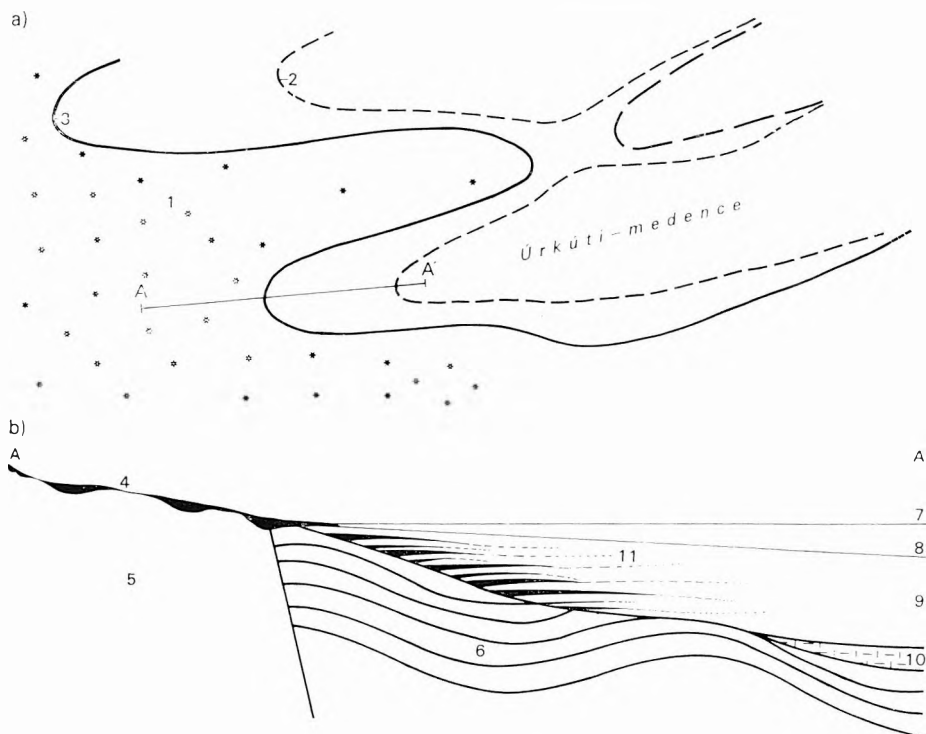
15 Pachyodonta

16 GYAKORISÁG



<sup>t</sup>K<sub>3</sub> CSEHBANYAI FORMÁCIÓ

<sup>z</sup>K<sub>2</sub> ZIRCI MÉSZKŐ FORMÁCIÓ



3. ábra. Az Űrkúti-medence környékének középső-kréta ősföldrajzi vázlatja (a) és a medenceperem idealizált üledékképződés kori szelvénye (b)

1. Bauxittal vagy bauxitos agyaggal fedett terület, 2. a Tési Agyagmárga Formáció elterjedése, 3. az Űrkúti Mészko Tagozat elterjedése; 4. bauxit vagy bauxitos agyaglepel, 5. triász karbonátok, 6. kovás jura üledékek, 7. tengerszint, 8. tengerfenék, 9. Űrkúti Mészko Tagozat, 10. Tési Agyagmárga Formáció, 11. bauxitos agyag betelepülés az Űrkúti Mészkoiban

Fig. 3. Sketch of the Middle Cretaceous palaeogeography of the Űrkút Basin zone (a) and a generalized representation of contemporaneous sedimentation at the basin's margin (b)

1. Area covered with bauxite or bauxitic clay covering, 2. extension of the Tés Clay Formation, 3. extension of the Űrkút Limestone Member, 4. bauxite or bauxitic clay covering, 5. Triassic carbonate, 6. siliceous Jurassic sedimentary rocks, 7. sea level, 8. sea bottom, 9. Űrkút Limestone Member, 10. Tés Clay Formation, 11. bauxitic clay intercalation in the Űrkút Limestone

pedig elfogadjuk FÜLÖP J. megállapítását, miszerint a valangini – hauterivi korszakok idején a klimatikus viszonyok nem kedveztek túlságosan a bauxitképződésnek, akkor a keletkezés idejét is a barrémi – albai korszakokra tudjuk szűkíteni. Ennek indokoltságát a partszegélyi kifejlődésű neokom Borzavári Mészko Formáció bauxitászványok tekintetében inert volta is igazolja. A szubitorális régió felső részébe sorolható barrémi mészko ugyan csak egy jelentéktelen foltban ismert, de a bauxitászványok teljes hiánya lehetőséget kínál legalább annak feltételezésére, hogy a barrémi korszakot se tekintsük a bauxitképződés súlypontjának. Az apti korszakot pedig az a körülmény teszi legalábbis kétségessé, hogy az Eplény – Kardosrét vonaltól ÉK-re eső területől a Tatai Mészko Formációt is eltüntető, apti végi vagy albai eleji lepusztulás a részleges akkumulációs területen – e vonaltól DNy-ra – bauxitmentes rétegeket produkált.

Ugyanakkor az Alsóperepuszta—Tés—Bakonynána—Bakonyszlop közötti területen található a Tési Agyagmárga Formációval fedett bauxit. E gondolatmenet és a Pa-7. sz. fúrás adatai tehát megerősítik MÉSZÁROS J.-nek a kab-hegyi fúrások adataira épített azon megállapítását, hogy a Dunántúli-középhegység területén az első számottevő bauxitképződési időszak az alsó-albai alkorszakra tehető.

## IRODALOM

- BARNABÁS K. 1957: Bauxitföldtani kutatások Magyarországon 1950—54 között. — Földt. Int. Évk. 46. pp. 391—406.
- BARNABÁS K. 1961: A magyarországi kréta bauxitelőfordulások rétegtani helyzete. — Földt. Int. Évk. 49. pp. 807—814.
- BÁRDOSY GY. 1961: A magyar bauxit geokémiai vizsgálata. — Földt. Int. Alk. Kiadv.
- BÁRDOSY GY. 1977: Karsztbauxitok. (Bauxittelepek karbonátos kőzeteken.) — Akad. Kiadó Bp.
- IFJ. DUDICH E.—KOMLÓSSY GY. 1969: Ösföldrajzi-szerkezeti szempontok a magyar bauxit korkérdéséhez. — Földt. Közl. 99. 2. pp. 155—165.
- DARÁNYI F. 1957: Adatok az Ajka környéki kréta képződéséhez. — Bány. Koh. Lapok 12. (90.) pp. 253—258.
- DEÁK M. 1960: A Bakonyhegység bauxittelepeinek palynológiai vizsgálata. — Földt. Közl. 90. pp. 125—131.
- FÜLÖP J. 1961: Magyarország krétaidőszaki képződményei. — Földt. Int. Évk. 49. (3.) pp. 577—587.
- FÜLÖP J. 1964: A Bakony-hegység alsókréta (berriázi—apti) képződményei. — Geol. Hung. Ser. Geol. 13.
- FÜLÖP J. 1974: Tudománypolitikai irányelvek és a hazai bauxitkutatás helyzete. — MTA X. Oszt. Közl. 7. 1—2. pp. 53—62.
- GEDEON T. 1931: A pisolitos bauxitok keletkezése. — Földt. Közl. 61. pp. 95—102.
- GELLAI M. 1973: Űrkút környéki albai mészkő rétegsorok mikrofácies vizsgálata. — Veszprém Megyei Múzeumok Közl. 12. pp. 75—92.
- GÓCZÁN F. 1973: Comparative palynology and the paleoclimate of bauxite formation. — Ősl. Viták. 21. pp. 51—62.
- GYÖRGY A. 1923: Bauxittelep Halimbán és környékén Veszprém megyében. — Bány. Koh. Lapok 56. (71.) pp. 57—62, 73—77.
- MÉSZÁROS J. 1971: A padragkúti 1:25 000-es térképlap területének földtani leírása. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- IFJ. NOSZKY J. 1934: Adatok az északi Bakony krétaképződményeinek ismeretéhez. — Földt. Közl. 64. pp. 99—136.
- SZANTNER F.—SZABÓ E. 1970: The structural-geological conditions and history of development of Hungarian bauxite deposits. — Földt. Int. Évk. 54. 3. pp. 109—129.
- SZENTES F. et al. 1972: Magyarászó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. L-33-XII. Veszprém. — Földt. Int. Kiadv.
- TAEGER H. 1909: A Vértes-hegység földtani viszonyai. — Földt. Int. Évk. 17.
- TELEGDI ROTH K. 1923: A Dunántúl bauxittelepei. — Földt. Szemle 1. pp. 95—103.
- VADÁSZ E. 1930: Szénképződés, hegyképződés és bauxitkeletkezés Magyarországon. — Bány. Koh. Lapok 63. (78.) pp. 213—220.
- VADÁSZ E. 1934: Das geologische Alter der transdanubischen Bauxitbildung. — Zentr. f. Min. 10. pp. 429—443.
- VADÁSZ E. 1935: A dunántúli bauxitképződés és mangánkeletkezés földtani kora. — Bány. Koh. Lapok 68. pp. 163—168, 193—196.
- VADÁSZ E. 1946: A magyar bauxitelőfordulások földtani alkata. — Földt. Int. Évk. 37. pp. 173—233.



CONTRIBUTIONS TO THE QUESTION OF MIDDLE  
CRETACEOUS BAUXITIZATION UPON DATA FROM  
THE BOREHOLE PADRAGKÚT PA-7

by

G. CSÁSZÁR

From the early statements by A. GYÖRGY till now, many views have been published, in line with the progress of actual knowledge, on the geological time of formation of bauxites in the Transdanubian Central Mountains region. After an overview on this matter — starting from a detailed analysis of the borehole Padragkút Pa-7, Űrkút basin, but taking no stand on the problem whether one or more periods of bauxite formation are to be dealt with—the author makes a focusing on the sedimentological and palaeogeographical conditions of the stratigraphically most markedly outlined period of bauxitization (the Albian). His most relevant conclusions can be summarized as follows.

The local Middle Cretaceous sedimentary cycle shows a SW-directed trend of getting younger and thinner. This is marked by the absence at Padragkút of the Tés Clay Formation of varying thickness (up to 25 m) even in the vicinity of Űrkút. Likewise, its greater proportion (lower cyclothem group) studied in the section of the Űrkút Limestone (Supplement I), attests to the above statement by its belonging an eulittoral environment. Sediments pertaining to the upper cyclothem group, however, are of an infralittoral character, the recurrence of eulittoral features still being observable.

On a widespread drilling activity (for manganese ore, coal and bauxite at Űrkút, Ajka and Padragkút, respectively) it is known that the Tés Clay Formation and the Űrkút Limestone Member rest on various horizons of the Jurassic system. This is a consequence of pre-Albian folding and subsequent differential erosion. The pertinent tectonic evolution resulted in the appearance of a basin (the Űrkút Basin or, presumably, more basins) in which the Űrkút Limestone Member is supposed to have been formed on older rocks too (Triassic). A persistent occurrence of dolomite in the whole Pa-7 drilled section also testifies to the rise to surface of the Triassic dolomites (Supplement I and Table I).

The absence of non-pelitic grain-size fractions and, particularly, the lack of quartz bear witness (Fig. 2) to the simple morphology of the Űrkút Basin. There is evidence of an areal covering by allitizing siallites of the surrounding carbonate surface (Fig. 3) by the presence of kaolinite-associated bauxite minerals (Supplement I) persistent nearly throughout the section including the infralittoral zone.

The Alsóper Bauxite Formation confined between Triassic Dachsteinkalk and the Albian Tés Clay Formation can loosely be dated only, whereas the bauxite minerals present almost throughout the Pa-7 drilled section, are undoubtedly of Albian age, regarding, at least, their time of accumulation. Considering that the climatic conditions during the Valanginian to Hauterivian were unfavourable for bauxitization, a Barremian to Albian bauxite accumulation may come into account. This is evidenced also by the lack of bauxite minerals in the Neocomian littoral Borzavár Limestone Formation. Although the appearance of the Barremian limestone assignable to the upper part of the

sublittoral region is very restricted in the Zirc Basin, the complete lack of bauxite minerals therein might enable us to presume that the Barremian period must not have been the principal one for bauxite formation. The Aptian period, in turn, seems at least dubious in this respect because late Aptian or early Albian denudation has produced bauxite-free rocks in the zone of partial accumulation south-westwardly from the Zirc Basin or the Eplény—Kardosrét line, with a simultaneously complete wearing away of the Tata Limestone Formation to SE of the same line. At the same time, east of the Zirc Basin, in a zone between the villages Alsóperepuszta, Tés, Bakonynána and Bakonyoszló, bauxite is found overlain by the Tés Clay Formation. Upon these considerations complemented with data from the borehole Pa-7, we may conclude that the first remarkable bauxite-forming period in the Transdanubian Central Mountains region must have been the Early Albian.

**Supplements Ia and Ib.** Data of laboratory testing of the Űrkút Limestone on samples from borehole Pa-7. *A*: Index of formation, number of cyclothem, *B*: carbonate, *C*: X-ray diffractometric analysis of rock with no acid treatment and *D*: the same after treatment in acid, *E*: microcomponents after decantation. 1. Calcite, 2. dolomite, 3. quartz, 4. montmorillonite, 5. illite/montmorillonite, 6. illite, 7. kaolinite, 8. kaolinite/chlorite, 9. chlorite, 10. gibbsite, 11. boehmite, 12. goethite, 13. siderite, 14. pyrite, 15. hematite. — Frequency: 1. some, 2. few, 3. frequent, 4. many. *a* = Miliolidae (frequency: 1), *b* = Miliolidae (frequency: 1) and Palaeopolymorphina (frequency: 1), *c* = Spirillina (frequency: 1) and Palaeopolymorphina (frequency: 1). For Key to columnar section, see Supplement IIb

**Supplements IIa and IIb.** Frequency of the macrofaunal elements in the Űrkút Limestone as found in the borehole Pa-7. Determined by L. CZABALAY. *A*: Index of formation, number of cyclothem, *B*: marine reef facies, *C*: marine reef-surrounding facies, *D*: species indicating changing salinity, *E*: brackish water species. 1. Limestone, 2. intraclastic limestone, 3. nodular limestone, 4. calcareous marl, 5. marl, 6. grey clay, 7. red clay, 8. pebbles, conglomerate, 9. rock detritus, 10. lime concretion, 11. stylolite, 12. fissure infillings, 13. hardground, 14. gastropod, 15. Pachyodonta, 16. frequency

## A DUNÁNTÚLI BAZALT VULKANITOK FÖLDTANI JELLEGEI

JÁMBOR Á. — PARTÉNYI Z. — SOLTI G.

A Dunántúlon közel száz önálló kitörési központtal rendelkező felső-pannóniai (pliocén) és két pleisztocén bazalt-előfordulás van. Többségük bazalttufa felett bazaltláva felépítésű. Ezen kívül telérek, teleptelérek és tufalepel-maradványok ismertek. A bazalt-előfordulások zöme jelenleg már tanúhegy az erőteljes pleisztocén lepusztulás következtében. Míg korábban csak elméleti alapon tudták megközelíteni a bazaltok keletkezésének korát, most az elmúlt évek fűrésos kutatási eredményei alapján megállapítható volt, hogy a kitörések a felső-pannóniai alsó szintjétől kezdve az ópleisztocénig bezárólag összesen öt szintben zajlottak le. A bazalttömegek a Dunántúl nagyobb hosszanti- és haránttörésein sorakoznak. A vulkanitok ásványkőzettani és kőzetkémi szempontból változatosak, de ezen tulajdonságaiknak akár koruk, akár szerkezeti vagy elterjedési jellegeiktől való függése nem volt megállapítható. Az előfordulások egyetlen kivétellel nátronalkáli jellegűek, a bári előfordulás káliumgazdag bázisos kiömlési kőzet.

Három bazalt-előfordulásnál megállapítható volt, hogy a kitörés geizirit-hévforrás működéssel fejeződött be.

A piroklasztikumok exogén zárványainak többsége a tufa alatti 500 m vastag kőzettömegeből származik, az ultrabázitok a Föld felső köpenyéből erednek.

### A bazalt vulkanizmus földtörténeti helyzete

Magyarország miocén képződményei a 12–22 millió év közötti időben jöttek létre (HÁMOR G. — RAVASZNÉ BARANYAI L. — BALOGH KADOSA — ÁRVA-SOÓS E. 1979). Ezek között sok savanyú és intermedier vulkanit van. Ezzel szemben a pannóniai formációcsoport (2,4–12 millió év között képződött) vulkanitokban lényegesen szegényebb. Főként alkáli bazaltok jellemzik, amelyek egyetlen alsó-pannóniai előfordulástól eltekintve a Felső-pannóniai Formációba tartoznak, sőt a bazalt vulkanizmus átnyúlik az ópleisztocénbe is. Ez a neogén vulkáni nagyciklus a Kárpát-medence paleogén vulkáni nagyciklusával szemben teljes. A főként epikontinentális eocén üledékképződés kismértékű kéregsüllyedés és emelkedés eredményeként ment végbe, s ez jelentős intermedier, alárendelten savanyú vulkanizmussal járt együtt. Az oligocénben jelentősebb kéregrög-süllyedések voltak, de ezek mértéke nem volt olyan nagy, hogy a bázisos magma a kéreg hasadékan a felszínre törjön. Az epikontinentális üledékképződéssel és csekélyebb izosztatikus mozgásokkal jellemezhető miocénben erőteljes savanyú és intermedier vulkanizmus, majd a nagyon jelentős izosztatikus süllyedésekkel jellemzett pannóniai-ópleisztocén időben bázisos alkáli vulkanizmus játszódott le.

A közel száz önálló kitorési központhoz tartozó, kisméretű vulkáni teszteket alkotó magyarországi bazaltok túlnyomó része a Dunántúli-középhegység délnyugati részén (a Balaton körzetében) és a Kisalföldi-medence középső részén található (I. táblázat). Számos hasonlóan apró bazalttest ismert ezen kívül hazánkban az észak-magyarországi Salgótarjáni-medencében is. Egy-egy előfordulását az utóbbi években a Mecsektől K-re a Duna mentén (Bár községnél), valamint a Duna—Tisza köze déli részén Kiskunhalas mellett is megtalálták. A jobb áttekinthetőség érdekében az I. mellékleten nemcsak a dunántúli, hanem a Kárpát-medence többi bazalt-előfordulását (Gráci-medence, Dél-Szlovákia, Erdély, Kárpátalja) és az egyéb felszíni neogén vulkanitok területeit is feltüntettük.

### A bazalt vulkanizmus kora

A magyarországi bazaltok korviszonyai döntően az utóbbi öt évben tisztázódtak, korábban egyöntetűen a pliocén—negyedidőszaki határon, illetve ennek közelében keletkezettnek tartották őket (ID. LÓCZY L. 1913, PANTÓ G. 1961, JUGOVICS L. 1976). Az utóbbi öt évben telepített kutatófúrások (JÁMBOR Á.—SOLTI G. 1975, BENEC G.—JÁMBOR Á.—PARTÉNYI Z. 1979), valamint a megelőző évek faunisztikai vizsgálatai, amelyeket STRAUZS L., BARTHA F. és SZÉLES M. végzett, bebizonyították, hogy a bazaltok az alábbi öt rétegtani szintben találhatók:

1. Az Alsó-pannóniai Formáció középső részében egy; 2—4. a Felső-pannóniai Formációban három és 5. az alsó-pleisztocénben egy szintben. Az egyes dunántúli bazalt-előfordulásokat az 1. és 2. ábrán tüntettük fel. A Dunántúli-középhegység délnyugati és a Kisalföld középső részén a Felső-pannóniai Formációba tartozó bazaltokat találjuk, míg a bári (HÖNIG GY. 1971) és a magyargencsi (Kisalföld: BENEC G.—JÁMBOR Á.—PARTÉNYI Z. 1979) előfordulások a pleisztocénbe tartoznak, amennyiben a pleisztocén—pliocén határt 2,4—2,5 millió évnél fogadjuk el, ami a magyarországi földtani adatok (RÓNAI A.—SZEMETHY A. 1979) alapján ésszerűnek tekinthető.

Ugyanezek az ábrákon a bazalt vulkanitok leglényegesebb földtani jellegeit is feltüntettük.

### A bazalt vulkanitok földtani jellegei

A dunántúli bazaltok földtani jellegeik alapján meglehetősen egységeselek. Előfordulásaik kicsinyek (0,02—60,0 km<sup>2</sup> közöttiek) és szinte mindegyik önálló kitorési központhoz kötődik. Ezek legtöbbször szerkezeti vonalakon (tapolca—sümegei haránttörés, Rába-vonal, litéri törésvonal stb.) sorakozik, de ezeknek általában csak az eocénnél idősebb képződményekben van nagyobb jelentősége, a pannóniai és negyedidőszaki képződményekben jelenlétük inkább csak valószínűsíthető. A bazaltok az eddigi vizsgálatok szerint kőzetkémiai és ásványkőzettani szempontból is meglehetősen változatosak, de sem az egyes szerkezeti vonalakhoz, sem az egyes területekhez, sem pedig a különböző rétegtani szintekhez tartozó kitorécek termékei között nem találtak érdemi különbségeket, illetve egyezéseket. A közel 100 éve — bár jelentős megszakításokkal — folyó vizsgálatok alapján rögzíthető volt, hogy a bazalt vulkanizmus súlypontja

## A dunántúli bazalt-előfordulások jellegei

Az előfordulás						
Térképi szám (2. és 3. ábra)	helye	elsődleges keletkezési jellegei	jelenlegi helyzete	fejtíje	fejtíje	kora
1.	Somló	Vékony bazalttufaréteg felett vastag bazalttömeg. A hegy lábán gyűrűszerű telérraj	Erősen kipreparált tanúhegy	$P_{a2}^2$	würmi lösz	$P_{a2}^2$
2.	Ajka	Vékony bazalttufa-közbetelepülés felső-pannóniai üledékek között		$P_{a2}^2$		$P_{a2}^2$
3.	Csékúti szőlőhegy	Üledékekkel váltakozó bazalttufa felett vékony bazalt	Tanúhegy	$P_{a2}^2$	würmi lösz	$P_{a2}^2$
4.	Kophely-tető	Üledékekkel váltakozó bazalttufa felett vékony bazalt	Tanúhegy	$P_{a2}^2$	würmi lösz	$P_{a2}^2$
5.	Kab-hegy	Rétegvulkáni tömeg (3. kitorési fázis)	Tanúhegy	$T_3$ és E	würmi lösz	$P_{a2}^{1-3}$
6.	Pula	Tufagyűrű	Az erózió által kevéssé kipreparált tömeg	$P_{a2}^{1-2}$		$P_{a2}^2$
7.	Kistó-domb	Rétegvulkáni tömeg	Tanúhegy	$P_{a2}^2$	würmi lösz	$P_{a2}^{2+3}$
8.	Ólak	Vékony tufaréteg felett vékony lávareteg	Tanúhegy	$P_{a2}^2$	würmi lösz	$P_{a2}^2$
9.	Tik-hegy	Rétegvulkáni tömeg	Tanúhegy	$P_{a2}^2$	würmi lösz	$P_{a2}^2$
10.	Táldi-erdő	Vékony bazalbtömbön felett vékony bazalttömeg	Tanúhegy	$P_{a2}^3$	würmi lösz	$P_{a2}^3$
11.	Agártető	Rétegvulkáni tömeg	Tanúhegy	$P_{a2}^2$	würmi lösz	$P_{a2}^2$

1. táblázat folyt.

Térképi szám (2. és 3. ábra)	Az előfordulás						kora
	helye	elsődleges keletkezési jellegei	jelenlegi helyzete	fekője	fedője		
12.	Bondoró	Rétegvulkáni tömeg	Tanúhegy	$P_{a_2}^2$	würmi lösz	$P_{a_2}^{2+3}$	
13.	Apáti-hegy	Rétegvulkáni tömeg	Tanúhegy	$P_{a_2}^2$	würmi lösz	$P_{a_2}^2$	
14.	Barnagi Kő-hegy	Erősen lepusztult vulkáni csatornakitöltés	Az erózió által kevésbé kiperarált tömeg	$T_3$	würmi lösz	$P_{a_2}^3$ ?	
15.	Koponyai Böresök	Erősen lepusztult vulkáni csatornakitöltés?	Az erózió által kevésbé kiperarált tömeg?	$T_3$	würmi lösz	$P_{a_2}^3$ ?	
16.	Királykő	Rétegvulkáni tömeg	Tanúhegy	$P_{a_2}^2$	$P_{a_2}^3$ és würmi lösz	$P_{a_2}^{2+3}$	
17.	Dörgöse, Halom-hegy	Nagy teleptelér?	Erősen kiperarált tömeg	$P_{a_2}^2$ $T_3$	würmi lösz	$P_{a_2}^2$ ?	
18.	Véndek	Keresztrétegzett bazalttufa	Erősen lepusztult tanúhegy	$P_{a_2}^1$	würmi lösz	$P_{a_2}^1$	
19.	Haláp	Vékony tufaréteg felett vastag bazalt-réteg	Tanúhegy	$P_{a_2}^2$	würmi lösz	$P_{a_2}^2$	
20.	Hegyesd	Vékony tufa felett vékony bazalt	Tanúhegy	$P_{a_2}^2$	würmi lösz	$P_{a_2}^2$	
21.	Szentantalfia, Balázs-tető	Széles vulkáni csatornakitöltés?	Erősen kiperarált tömeg	$T_3$	würmi lösz	$P_{a_2}^2$ ?	
22.	Tihany	Erősen lepusztult kettős tufagyűrű gejziritekkal	Tanúhegy	$P_{a_2}^2$	würmi lösz	$P_{a_2}^2$	

Az előfordulás						
Térképi szám (2. és 3. ábra)	helye	elsősleges kelenkezési jellegei	jelenlegi helyzete	fejtípe	fejtíje	kora
23.	Kovácsi-hegyek	Teleptelések	Tanúhegy	$Pa_2^2$	$Pa_2^2$ és würmi lösz	$Pa_2^2$ ?
24.	Tátika	Szubvulkáni tömeg	Tanúhegy	$Pa_2^2$	würmi lösz	$Pa_2^2$ ?
25.	Sarvaly	Teleptelér	Közepesen kipreparált	$Pa_2^2$	$Pa_2^2$	$Pa_2^2$ ?
26.	Szebike	Teleptelér	Lepusztult fedőjű tömeg	$Pa_2^2$	jelenleg lösz	$Pa_2^2$ ?
27.	Láz	Teleptelér?	Lepusztult fedőjű tömeg	$Pa_2^2$	jelenleg lösz	$Pa_2^2$ ?
28.	Felső-hegy	Vékony bazalttufa felett vékony bazaltréteg	Tanúhegy	$Pa_2^2$	würmi lösz	$Pa_2^2$
29.	Fertő	Teleptelér	Közepesen kipreparált	$Pa_2^2$	jelenleg lösz	$Pa_2^2$ ?
30.	Csobánc	Vékony tufa felett vastag bazalttömeg	Tanúhegy	$Pa_2^2$	würmi lösz	$Pa_2^2$
31.	Halyag-hegy	Vékony tufa felett vékony bazaltréteg	Tanúhegy	$Pa_2^2$	würmi lösz	$Pa_2^2$
32.	Köves-hegy	Vékony tufa felett vékony bazaltréteg	Tanúhegy	$Pa_2^2$	würmi lösz	$Pa_2^2$
33.	Kopasz-hegy	Vékony tufa felett vékony bazaltréteg	Tanúhegy	$Pa_2^2$	würmi lösz	$Pa_2^2$
34.	Sátormá	Rétegvulkáni tömeg	Tanúhegy	$Pa_2^2$	würmi lösz	$Pa_2^2$
35.	Kereki	Erősen lepusztult bazalttufa-maradvány	Tanúhegy	$T_1$	würmi lösz	$Pa_2^1$ ?

1. táblázat folyt.

Az előfordulás						
Törképi szám (2. és 3. ábra)	helye	elsődleges keletkezési jellegei	jelenlegi helyzete	feketlje	fedője	kora
36.	Haraszton	Rétegvulkáni tömeg	Tanúhegy	T <sub>1</sub>	würmi lösz	P <sub>a2</sub> <sup>1</sup> ?
37.	Kőveskáltól ÉNy-ra	Rétegvulkáni tömeg	Tanúhegy	T <sub>1</sub>	würmi lösz	P <sub>a2</sub> <sup>1</sup> ?
38.	Kőveskál	Rétegvulkáni tömeg	Tanúhegy	T <sub>1</sub>	würmi lösz	P <sub>a2</sub> <sup>1</sup> ?
39.	Hegyestő	Vékony vulkáni csatornakitöltés	Erősen lepusztult és ki-preparált	T <sub>3</sub>	würmi lösz	P <sub>a2</sub> <sup>2</sup> ?
40.	Zánka, Várhegy	Erősen lepusztult bazalttufa-maradvány		Pe	würmi lösz	P <sub>a2</sub> <sup>2</sup> ?
41.	Szentgyörgy-hegy	Rétegvulkáni tömeg	Tanúhegy	P <sub>a2</sub> <sup>2</sup>	würmi lösz	P <sub>a2</sub> <sup>2</sup>
42.	Saba-hegy	Erősen lepusztult tufaréteg	Tanúhegy	P <sub>a2</sub> <sup>2</sup>	würmi lösz	P <sub>a2</sub> <sup>2</sup>
43.	Tóti-hegy	Vékony bazalttufa felett vékony bazalttréteg	Tanúhegy	P <sub>a2</sub> <sup>2</sup>	würmi lösz	P <sub>a2</sub> <sup>2</sup>
44.	Gulács	Vékony bazalttufa felett vastagabb bazalt	Tanúhegy	P <sub>a2</sub> <sup>2</sup>	würmi lösz	P <sub>a2</sub> <sup>2</sup>
45.	Hármas-hegy	Erősen lepusztult bazalttufarétegek		P <sub>a2</sub> <sup>2</sup>	würmi lösz	P <sub>a2</sub> <sup>2</sup>
46.	Szigligeti Várhegy	Bazalttufarétegek	Tanúhegy	P <sub>a2</sub> <sup>2</sup>	würmi lösz	P <sub>a2</sub> <sup>2</sup>
47.	Szigligeti Szőlő-hegy	Bazalttufarétegek	Kevéssé lepusztult	P <sub>a2</sub> <sup>1-2</sup>	würmi lösz	P <sub>a2</sub> <sup>1-2</sup>
48.	Soponya	Bazalttufa felett bazaltlávareteg	Kevéssé kipreparált tanúhegy	P <sub>a2</sub> <sup>1-2</sup>	würmi lösz	P <sub>a2</sub> <sup>1-2</sup>

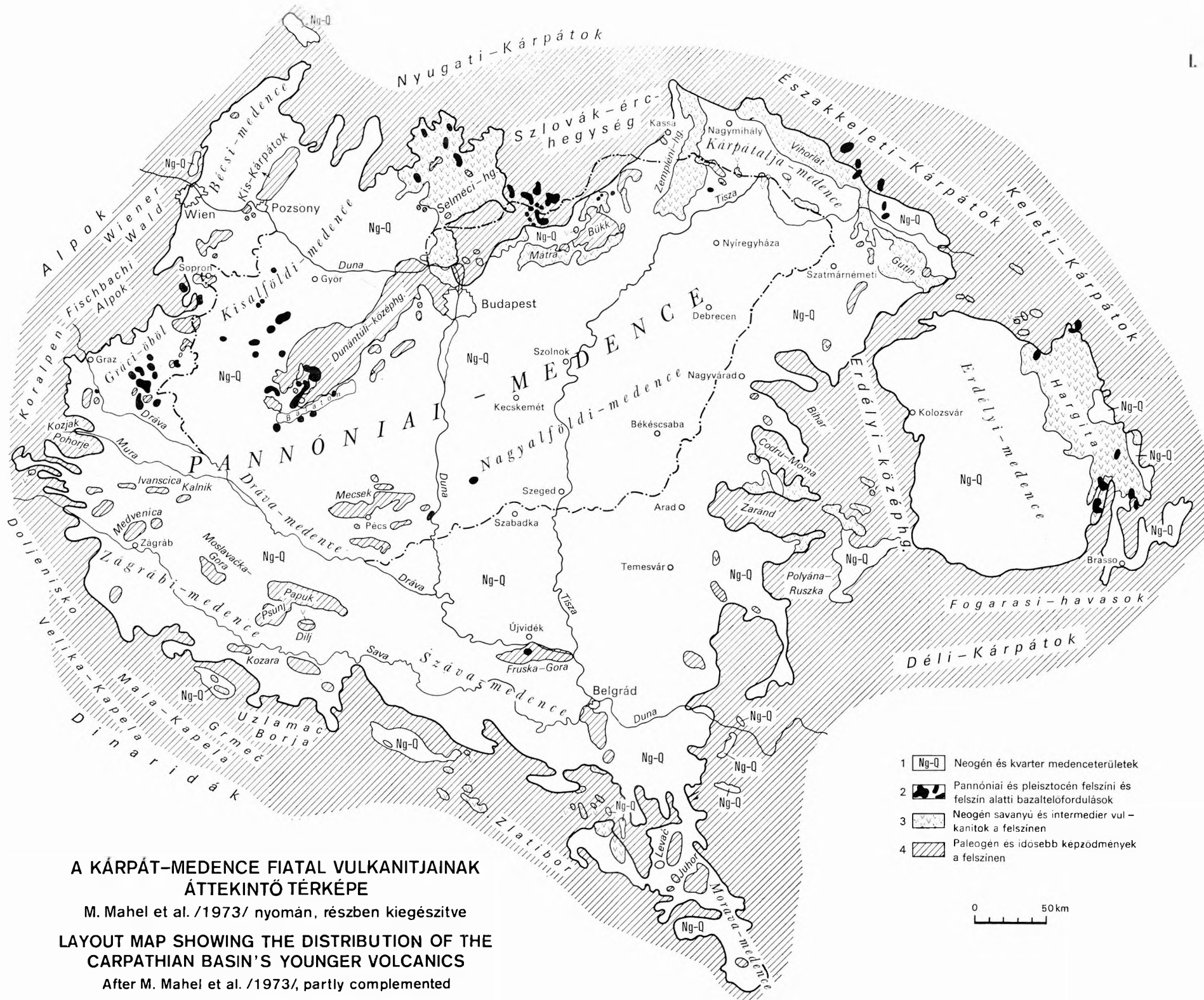


I. táblázat folyt.

Térképi szám (2. és 3. ábra)	Az előfordulás							kora
	helye	elsősleges keletkezési jellegei	jelenlegi helyzete	fejtíje	fedője	kor		
49.	Badaacsony	Rétegvulkáni tömeg	Tanúhegy	$Pa_2^2$	würmi lösz	$Pa_2^2$	$Pa_2^2$	
50.	Balatonszentgyörgy (Bori erdő)	Bazalttufaréteg feletti bazaltláva	Teljesen fedett	$Pa_2^2?$	würmi lösz	$Pa_2^2?$	$Pa_2^2?$	
51.	Fonyód	Bazalttufa felett vékony bazalttréteg	Tanúhegy	$Pa_2^2?$	würmi lösz	$Pa_2^2$	$Pa_2^2$	
52.	Boglár	Bazalttufa felett vékony bazalttréteg	Tanúhegy	$Pa_2^2$	würmi lösz	$Pa_2^2$	$Pa_2^2$	
53.	Mosonszentjános	Vékony telér a felső-pannóniai képződményekben		$Pa_2^{2-3}$	$Pa_2^{2-3}$	$Pa_2^3$	$Pa_2^3$	
54.	Mihálytöl ÉK-re	Vékony telér a felső-pannóniai képződményekben		$Pa_2^{2-3}$	$Pa_2^{2-3}$	$Pa_2^3$	$Pa_2^3$	
55.	Mihályi	Vékony telér a felső-pannóniai képződményekben		$Pa_2^{2-3}$	$Pa_2^{2-3}$	$Pa_2^3$	$Pa_2^3$	
56.	Malomsok-Várkesző	Rétegvulkáni tömeg tufagyűrű-szerkezettel	Erdősen lepusztult, nagyobb része felszín alatti helyzetben	$Pa_2^3$	ópleisztocén VI. terasz	$Pa_2^3$	$Pa_2^3$	
57–58.	Magyargencs	Erdősen lepusztult bazalttufarétegek					ópleisztocén	
59.	Vát	Vékony telér felső-pannóniai képződményekben		$Pa_2^{2-3}$	$Pa_2^{2-3}$	$Pa_2^3$	$Pa_2^3$	
60.	Kemenesmagosi	Erdősen lepusztult egykori tufagyűrű	Tanúhegy	$Pa_2^3$	würmi lösz	$Pa_2^3$	$Pa_2^3$	
61.	Gércse	Kevéssé lepusztult tufagyűrű	Kevéssé kipreparált tömeg	$Pa_2^3$	$Pa_2^3$	$Pa_2^3$	$Pa_2^3$	

Az előfordulás						
1. térképi száma (2. és 3. ábra)	helye	elsődleges keletkezési jellegei	jelentégi helyzete	feküjje	fedője	kora
62.	Sítke	Kevéssé lepusztult tufagyűrű	Erősen kipreparált tömeg	$Pa_2^3$	$Pa_2^3$	$Pa_2^3$
63.	Bottyan-hegy	Erősen lepusztult egykori tufagyűrű?	Tanúhegy	$Pa_2^3$	würmi lösz	$Pa_2^3$
64.	Celldömök (Ság-hegy)	Rétegvulkáni tömeg	Tanúhegy	$Pa_2^3$	würmi lösz	$Pa_2^3$
65.	Kissomlyó	Erősen lepusztult egykori tufagyűrű	Tanúhegy	$Pa_2^3$	würmi lösz	$Pa_2^3$
66.	Bár	Vékony tufaréteg felett vastag bazalt-réteg	Majdnem teljesen fedett	ópleisz-tocán vörös agyag	würmi lösz	ópleisz-tocán

$Pa_2^1$  = felső-pannóniai alsó része,  $Pa_2^2$  = felső-pannóniai középső része,  $Pa_2^3$  = felső-pannóniai felső része



**A KÁRPÁT-MEDENCE FIATAL VULKANITJAINAK ÁTTEKINTŐ TÉRKÉPE**

M. Mahel et al. /1973/ nyomán, részben kiegészítve

**LAYOUT MAP SHOWING THE DISTRIBUTION OF THE CARPATHIAN BASIN'S YOUNGER VOLCANICS**

After M. Mahel et al. /1973/, partly complemented

a Bakony DNy-i részén volt, mert a nagy tömegeket képviselő rétegvulkáni előfordulások a Ság-hegy kivételével mind itt vannak (2. ábra).

A kitörések szinte mindig tufaszórással kezdődtek, majd lávaömléssel folytatódtak és fumarola-, illetve gejzirit-tevékenységgel fejeződtek be. A kitörési központok kisebb része csak piroklasztikumot szolgáltatott, másoknál ehhez jelentéktelen mennyiségű láva társul (Gérce, Várkesző, Ság), nagyobb részüknél viszont a láva tömege jelentősen meghaladta a piroklasztikumok mennyiségét. Említést érdemel, hogy a piroklasztikumból álló vagy piroklasztikumban gazdagabb előfordulások túlnyomó része a Kisalföldön van, ami azzal magyarázható, hogy itt a bazalt felszínre jutása közben 1,5–2,0 km vastagságú laza, vízgazdag neogén üledékösszletet harántolt, mely nagy mértékben megnövelte explozivitását. A láva uralkodó szerepe a perm–mezozoós aljazaton, azaz a Bakony DNy-i részén jellemző. Piroklasztikum nélküli előfordulást a telérek, csatornák és szillek képviselnek. Utóbbiak közül a Kovács-hegyek, Tátika és a Szebike szerkezetük alapján olyan. lépcsősen egyre feljebb nyomuló telepteléreknél tekinthetők, amelyeknek egykori fedőrésze már lepusztult. Feltételezhető, hogy a perm–mezozoós képződmények felett közvetlenül települő, tufa nélküli előfordulások is ilyen teleptelérek voltak.

A bazalttestek többségének keletkezése két ütemben történt. Néhány nagyobb tömeg — Ság-hegy, Szentgyörgy-hegy, Bondoró, Sátormá; Apáti-hegy; Királykő, Kab-hegy, Badacsony, Szentgyörgy-hegy — jól megállapíthatóan két-három tufaszórás és lávafolyás eredményeként kialakult rétegvulkáni sorozatból áll. A Kab-hegy és a Tálodi-erdő—Királykő tömegében a harmadik kitörést kezdő bazalttufa a fedőjében levő harmadik bazalt alatt élénkörös bazaltbentonit réteggé alakult át. Az egyetlen kitörés eredményeként kialakult nagyobb tömegekben — ritkán bár, de mégis — előfordulnak kisebb méretű (1–5 m vastag), a bezáró bazaltnál rendszerint nagyobb  $\text{SiO}_2$ -tartalmú bazalttelérek.

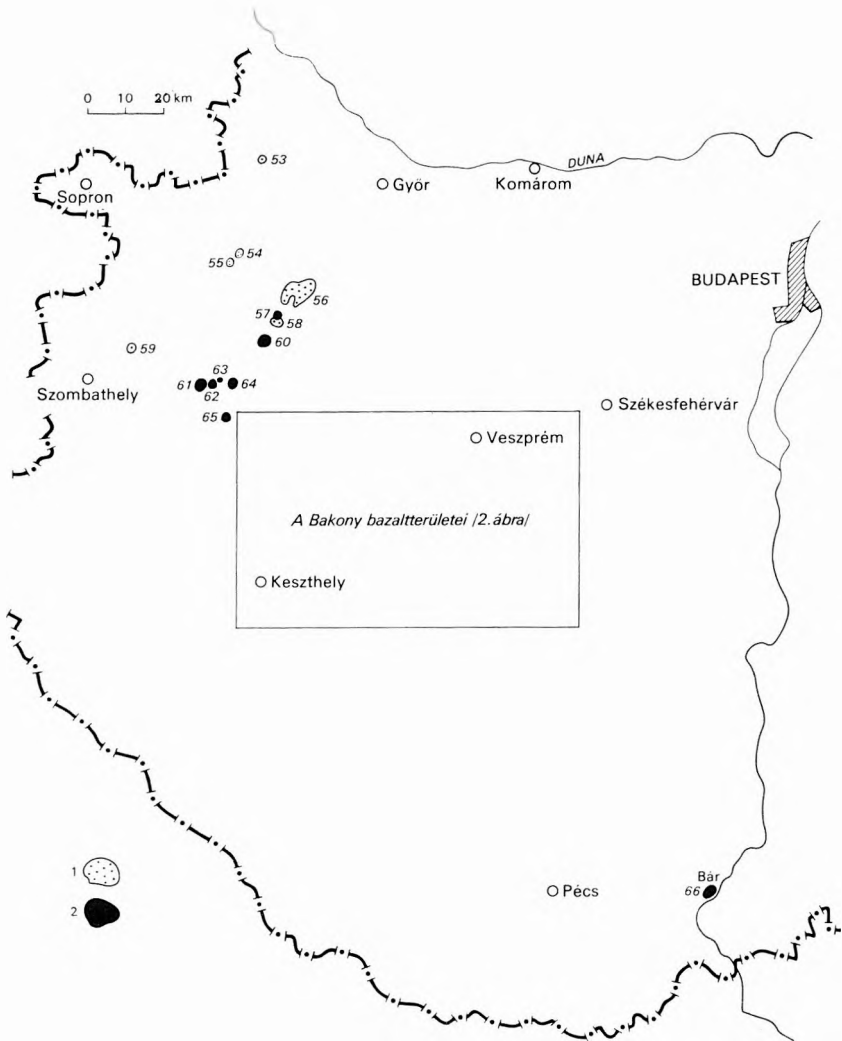
Fumarolák működésének eredményeként az önálló kitörési központok bazaltjaiban néhány méter átmérőjű szürkésvörös vagy lilásvörös, salakos szövetű, a szokásosnál lényegesen nagyobb oxidációs fokú és vastartalmú bazalt-„csatornákat” tártak fel a nagyobb kőfejtőkben (Ság-hegy, Badacsony, Haláp-hegy). Kovasavas—karbonátos vulkáni utóműködés képződményei elsősorban a Tihanyi-félszigeten ismertek, ahol a lemezes gejzirit és az egykori fehér sejtes kovás-meszes gejziritkürtők is jól megfigyelhetők. A Pulától Ny-ra levő tufagyűrű középső részén szintén lemezes gejzirit, a sarvalyi telér hasadékaiban pedig vastag szalagos aragonit-kalcit kiválások találhatóak. Ezek a kovás—karbonátos üledékek bazalthoz, illetve a piroklasztikumához viszonyítva erősen korlátozott elterjedésűek.

A bazalttömegek belső része általában oszlopos, az üledékes képződményekkel való érintkezés közelében az üledék—vulkanit határral párhuzamos lemezes szerkezetű. E határok mentén nagyon rendszertelenül coccolitosodás és ezzel együtt gyakran gömbhéjas elválás is észlelhető, ami együttjár a bazalt  $\text{CO}_2$ -,  $\text{H}_2\text{O}^+$ -,  $\text{H}_2\text{O}^-$ - és CaO-tartalmának megnövekedésével. Salakos, illetve hólyagos bazaltokat a már említett csatornákon kívül a rétegvulkáni tömegekben találtunk, ahol az egyes lávaárak alsó néhány deciméteres szakasza hólyagos, felső 5–15 m vastag szakasza pedig salakos szerkezetű.

A bazaltok települése változatos. A tufarétegek feküjükre — amely a Dunántúlon a Felső-pannóniai Formáció alsó, középső és felső szintjébe tar-

tozó üledékes képződmény lehet — általában konform módon települnek, bár a kítőresi csatornák közelében gyakoriak a vulkanotektonikus szerkezeti elemek.

Egyes esetekben — elsősorban a fúrásszelvényekben — a piroklasztikumok és az üledékek váltakozása is megfigyelhető volt. Pula mellett a Felső-pannóniai Formáció középső részébe tartozó agyag—aleurit rétegek között keresztértegzett bazalttufa-betelepülések vannak; a csekúti Szőlő-hegyen pedig a Felső-pannóniai Formáció középső részébe tartozó agyag—homok váltakozásából álló rétegsorban bazalttufa eredetű bentonitbetelepülés volt, illetve a



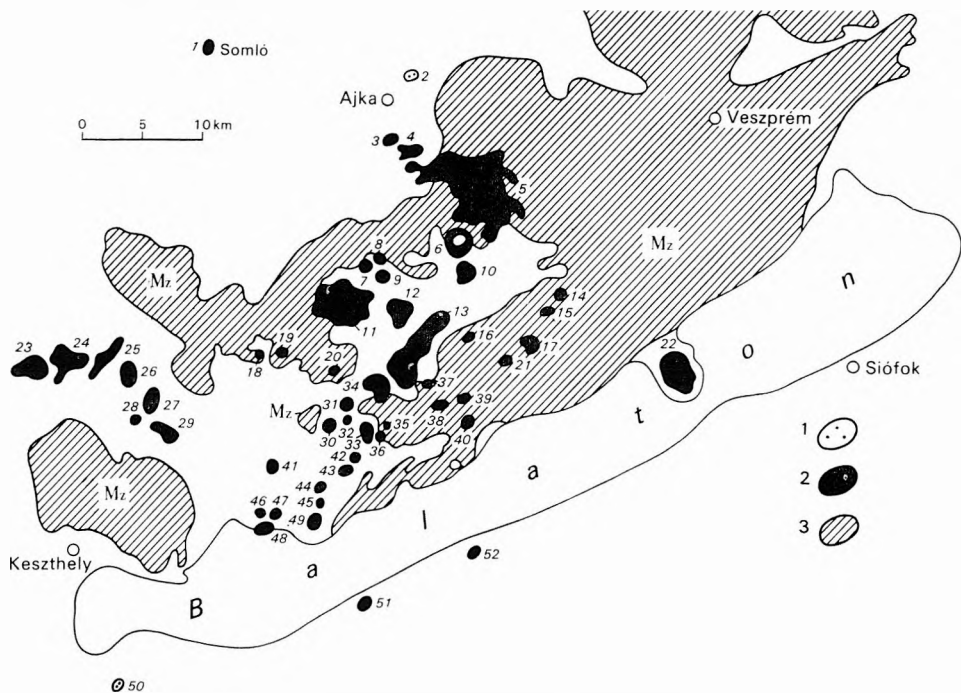
1. ábra. A Dunántúl bazaltterületei

1. Felszín alatti előfordulások, 2. felszíni előfordulások. 53—66: Az előfordulások sorszáma az 1. táblázaton

Fig. 1. Basalt regions in Transdanubia, W Hungary

1. Subsurface rocks, 2. surface rocks. 53—66: the order of localities as given in Table 1

sorozat felső 20 m vastag részén, továbbá a Tihany 62. sz. fúrás hasonló korú szakaszán is többé-kevésbé agyagosodott piroklasztikum rétegek váltakoztak típusos pannóniai agyagos—homokos rétegekkel. A Balaton környékén a bazalttufák többsége a Felső-pannóniai Formáció középső részébe tartozó rétegekre települ, bár itt előfordul a felső szintbe tartozó üledékek feletti helyzetben is (Tálodi-erdő).



2. ábra. A Bakony bazaltterületei

1. Felszín alatti előfordulások, 2. felszíni előfordulások, 3. mezozoós és idősebb képződmények a felszínen, 1—52: Az előfordulások sorszáma az 1. táblázaton

Fig. 2. Basalts in the Bakony Mountains

1. Subsurface rocks, 2. surface rocks, 3. Mesozoic and older formations exposed, 1—52: the order of localities as given in Table 1

A Kisalföld középső részén levő bazalttufák egy kivételével a Felső-pannóniai Formáció felső részébe tartozó üledékek felett települnek. Az egyetlen kivételt a magyargencsi előfordulás jelenti, ahol az ópleisztocénbe tartozó (VI-os) kavicsterasz feletti helyzetben fúrtuk át. A bárni bazalttufa és bazalt ópleisztocén vörösagyagon fekszik (HÖNIG GY. 1971).

A bazalttettek fedője túlnyomó részben felső-pleisztocén (würmi) lösz. Kivételt jelentenek a maar tufagyűrűket kitöltő krátermedencék olajpala-üledékes képződményei, amelyek palinológiai képük. Diatoma és Ostracoda maradványaik alapján is a Felső-pannóniai Formációba tartoznak.

Az egykori vulkáni csatornák és telérek természetesen diszkordánsan érintkeznek környezetükkel, a szillek pennakordáns településűek, de fekjük és fedjük mentén is kontakt zónát hoztak létre a szomszédos üledékeken (3. ábra).



*vidae* töredékeket lehetett azonosítani a viszonylag nagyszámú, rossz megtartású csontmaradványból, melyeket KRETZOI M. és KORDOS L. határozott meg. Ezek a gerinces maradványok a teljesen feltöltött pannóniai medence felszínén kialakult fluviolakusztis táj faunáját képviselik, s viszonylag „nagy” gyakoriságukat a tufaszórással együttjáró pusztító hatások (CO<sub>2</sub>- és H<sub>2</sub>S-ömlés, bomláshullás stb.) okozhatták. A fenti maradványok a Felső-pannóniai Formációba való tartozást nem, de a fáciesviszonyokat viszonylag egyértelműen igazolják.

Mollusca maradványokat ezideig csak a Tihanyi-félszigetről és a pulai Put-6. sz. fúrásból ismerünk. Tihanyban korábban a felszínről VITÁLIS I. (1911) gyűjtött a Felső-pannóniai Formáció középső szintjébe tartozó faunát, majd a Tihany 62. sz. fúrás bazalttufa-tufit sorozatába települő agyagmárgás kőzetekből kerültek elő hasonló korú Molluscák. A pulai fúrásból származó Molluscák KÖRPÁSNÉ HÓDI M. vizsgálata alapján a Felső-pannóniai Formáció alsó vagy középső szintjébe való tartozást bizonyítanak.

### IRODALOM

- BALOGH KADOSA — ÁRVA É. NÉ — RAVASZ CS. NÉ 1978: Magyarországi neogén vulkanitok radioaktív kormeghatározási vizsgálatai. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- BENCE G. — JÁMBOR Á. — PARTÉNYI Z. 1979: A Várkesző és Malomsok környéki alginit-(olajpala-) és bentonitkutatások eredményei. [Exploration of alginite (oil-shale) and bentonite deposits between Várkesző and Malomsok.] — Földt. Int. Évi Jel. 1977-ről, pp. 257 — 267.
- EMBEY-ISZTIN A. 1976: Felsőköpeny eredetű lherzolitzárványok a magyarországi alkáli olivinbazaltos, bazanitos vulkanizmus közeteiben. (Lherzolite nodules of upper mantle origin in the alkali olivine basaltic, basanitic rocks of Hungary.) — Földt. Közl. 106. pp. 42 — 51.
- HÁMOR G. — RAVASZ-BARANYAI L. — BALOGH K. — ÁRVA-SÓÓS E. 1979: K/Ar dating of miocene pyroclastic rocks in Hungary. — Ann. Geol. des Pays Hell. pp. 491 — 500.
- HÖNIG Gy. 1971: A bári B-4, B-5 és a B-6 számú fúrások rétegsora. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- JÁMBOR Á. — SOLTÍ G. 1975: Geological conditions of the Upper Pannonian oil-shale deposit recovered in the Balaton Highland and at Kemeneshát. — Acta Miner.-Petr. 22. pp. 9 — 28. Szeged.
- JUGOVICS L. 1916: Az Alpok keleti végződése alján és a vasvármegyei Kis Magyar Alföldön felbukkanó bazaltok és bazalttufák. (I.) — Földt. Int. Évi Jel. 1915-ről, pp. 49 — 73.
- JUGOVICS L. 1917: Az Alpok keleti végződése alján és a Veszprém megyei Kis Magyar Alföldön felbukkanó bazaltok és bazalttufák. (II.) — Földt. Int. Évi Jel. 1916-ről, pp. 63 — 76.
- JUGOVICS L. 1953: Tapolca környéki bazalttufa-előfordulások. (Les occurrences de tuf basaltique dans les environs de Tapolca.) — Földt. Int. Évi Jel. 1944-ről, pp. 13 — 25.
- JUGOVICS L. 1954: A Déli Bakony és a Balatonfelvidék bazaltterületei. (Les occurrences de basalte du Bakony meridional et des environs du lac Balaton.) — Földt. Int. Évi Jel. 1953-ről, pp. 65 — 87.
- JUGOVICS L. 1971: A Balaton-felvidék és a Tapolcai-medence bazaltterületeinek felépítése. (Über den Bau der Basaltgebiete des Balatonhochlandes und des Tapolcaer Beckens.) — Földt. Int. Évi Jel. 1968-ről, pp. 223 — 244.
- JUGOVICS L. 1971: Kabhegy és a körülötte települő bazaltterületek (Kabhegyi bazaltcsoport). [Geologischer Bau der Basaltvorkommen am Kab-Berg und Umgebung (Kabberger Basaltgruppe).] — Földt. Int. Évi Jel. 1968-ről, pp. 245 — 255.
- JUGOVICS L. 1972: A Kiszalárd bazalt és bazalttufa előfordulásai. (Die Basalt- und Basalttuffvorkommen der Kleinen Ungarischen Tiefebene). — Földt. Int. Évi Jel. 1970-ről, pp. 79 — 101.



- JUGOVICS L. 1976: A magyarországi bazaltok kémiai jellege. (Chemical features of the basalts in Hungary.) — *Földt. Int. Évi Jel.* 1974-ről, pp. 431–470.
- KULCSÁR L.—GUZYNÉ SOMOGYI A. 1962: A celldömölki Sághegy vulkánja. (Le volcan de Sághegy de Celldömölk.) — *Acta Geogr. Debrecina*, 9. pp. 33–83.
- LÁNG G. et al. 1970: Magyarázó a Balaton környéke 1:10 000 építésföldtani térképsorozatához. Tihany. — *Földt. Int.* kiadv.
- ID. LÓCZY L. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezek vidékek szerinti telepődése. — *A Balaton Tud. Tanulm. Eredm.* 1. 1. 1 szakasz.
- MAHEL M. et al. 1973: Sketch-map of tectonic units of the Karpatian–Balkan mountains system and adjacent areas. — *Geol. Ust. Dionys Stur, Bratislava*.
- MAURITZ B.—HARWOOD H. F. 1936: Die basaltischen Gesteine der Taticagruppe im Plattenseegebiet (Ungarn). — *Min. Petr. Mitt. Wien*, 48. pp. 373–401.
- MAURITZ B.—HARWOOD H. F. 1937: Das basaltische Gestein des Ságberges bei Celldömölk in Ungarn. — *Földt. Közl.* 67. pp. 241–256.
- MAURITZ B. 1958: Újabb ásványkőzettani érdekességek hazánkban. (Neuere mineralogisch-petrographische Beobachtungen in Ungarn.) — *Földt. Közl.* 88. pp. 447–452.
- PANTÓ G. 1961: Az ignimbrit-kérdés alakulása és magyarországi vetülete. — *MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl.* 29. pp. 299–332.
- PEREGI Zs. 1974: A taliándörögdi, kapolcsi, monostorapáti és sáskai 1:10 000-es térképlapok területének földtani leírása. — *Földt. Int. Adattár, kézirat*.
- RÓNAI A.—SZEMETHY A. 1979: Az Alföld-kutatás újabb eredményei. Paleomágneses vizsgálatok laza üledékeken. (Latest results of lowland research in Hungary. Paleomagnetic measurement on unconsolidated sediments.) — *Földt. Int. Évi Jel.* 1977-ről, pp. 67–84.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1938: Geologie der rumpfungarländischen Kleinen Tiefebene. — *Mitt. Berg. Hüttenmänn. Abt. Joseph Univ. Sopron*.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E.—ERDÉLYI J. 1957: A balatonvidéki bazaltok zeolitjainak képződéséről. (Über die Zeolithbildung der Basalte der Balatongegend.) — *Földt. Közl.* 87. pp. 302–308.
- VARRÓK K. 1953: A Ny-dunántúli teraszhomokok és bazaltok kőzettani vizsgálata. [L'examen pétrologique des sables de terrasse et des basaltes de la partie occidentale du Dunántúl (Hongrie Occidentale).] — *Földt. Int. Évi Jel.* 1950-ről, pp. 285–294.
- VARRÓK K. 1957: Jelentés az 1957. évben a Tihanyi-félszigeten végzett munkáról. — *Földt. Int. Adattár, kézirat*.
- VITÁLIS I. 1911: A balatonfelvidéki bazaltok. — *A Balaton Tud. Tanulm. Eredm.* 1. 1. Ásványt. Függ.
- VÖRÖS I. 1962: Iddingsitesedés a kabhegyi bazaltban. (Iddingsitization in the Kabhegy.) — *Földt. Közl.* 92. pp. 174–184.
- VÖRÖS I. 1966: A kab-hegyi terület vulkanológiai és hegység szerkezeti viszonyai. (Volcanological and structural relations of the Kabhegy-area.) — *Földt. Közl.* 96. pp. 292–300.

## GEOLOGICAL FEATURES OF BASALT VOLCANICS IN TRANSDANUBIA (W HUNGARY)

by

Á. JÁMBOR—Z. PARTÉNYI—G. SOLTI

Some sixty-five occurrences of basalt lavas and tuffs are known in Transdanubia (Figs. 1 and 2.). They are mostly isometric bodies 0.1 to 10 km in diameter and 5 to 150 m thick, covering an area of 0.02 to 60.0 km<sup>2</sup> and usually appearing as mesa-buttes. Their formation was owed to a three-phase period of

eruption in early Pleistocene time. The rocks produced during these periods, however, were not distinguished on the geological map.

On recent mapping and drilling results, the basalts and their pyroclastics now are interpreted to have been formed in five stratigraphic horizons as follows:

1. Lower Pannonian Formation (the uppermost Upper Miocene)
  2. Lower horizon of the Upper Pannonian Formation
  3. Middle horizon of the Upper Pannonian Formation
  4. Upper horizon of the Upper Pannonian Formation and
  5. Lower Pleistocene.
- } Pliocen

The Transdanubian basalt are chiefly located along the long NW—SE dip faults and, to a lesser extent, along minor dip-cross structure lines.

The centres of volcanicity are confined to the SW sector of the Transdanubian Central Mountains. Lavas here are more common than in the Little Hungarian Plain, where most occurrences are dominated by pyroclastics. Lavas and tuffs take, on the whole, nearly equal parts in the petrological make-up of the Transdanubian basalt formations.

The basalt volcanism was introduced by the eruption of tuffs, giving frequently rise to lava flows. In the areas of Tihany, Pula and Sümegprága, the basalt volcanism has yielded more composite products including post-volcanic products, siliceous-calcareous-dolomitic geysirites laid down by hot springs.

There are only a small number of volcanic bodies built up of more than one tuff and lava sheet. They are found mainly in the Balaton Highland, together with sills and volcanic necks. All but one (Pula) tuff rings have developed in the middle of Transdanubia.

The basalt volcanics (chiefly tuffs) contain inclusions derivable from upper-mantle ultrabasic rocks (lherzolite) or from less deeply situated (0 to 500 m) Permian, Triassic, Miocene and Pannonian rocks through which the magma escaped to the surface.

**Supplement I.** Layout map showing the distribution of the Carpathian Basin's younger volcanics [after M. MAHEL et al. (1973), partly complemented]

1. Neogene and Quaternary basin regions, 2. Pannonian and Pleistocene basalts exposed and hidden, 3. Neogene acid and intermediate volcanics in outcrop, 4. Palaeogene and older formations in outcrop



## A PULAI GEJZIRIT

SOLTI GÁBOR

A Balaton-felvidéken a pulai olajjalával kitöltött maar jellegű tufagyűrű belsejében a tihanyiakkal genetikailag azonos gejziritet mutattunk ki. A posztvulkanikus képződésű egykori gejzír a nagyvázsonyi édesvízi mészkő keletkezésével egyidőben működhetett. Hatására a bazalttufából álló gyűrűn belüli víz hőmérséklete jelentősen felmelegedett, így a hasonló gércsei és várkeszői olajjaláknál jobb minőségű olajpala keletkezett. A pulai gejzirit jellegzetessége, melyben eltérést mutat a tihanyiakétól, hogy kovaanyagot szinte egyáltalán nem tartalmaz, kémiaiilag meszes dolomit. Kőzettanilag a vékonycsiszolati vizsgálatok alapján forrásdolomitnak, illetve dolomitos forrásnémszkőnek nevezhetjük a porózus és lemes gejziriteket.

A Dunántúli-középhegység területéről mindeddig csak a Tihanyi-félszigetről írtak le a bazalt vulkanizmussal kapcsolatos posztvulkanikus képződeményeket, gejziriteket. Feldolgozásukat HOFFER A. (1943), VARRÓK K. (1957), LÁNG G. et al. (1970) és RÓNAI A. — SZENTES F. (1972) végezték el. A korábbi vélemények szerint gejzirkúpok Tihanyban mindenütt a „tavi posztvulkáni képződeményeken” helyezkednek el. A tömeges meszes hidrokvarcit, kovás — kalcedonos — opálos repedéskitöltésű édesvízi mészkő korát a Mindel glaciális szerkezeti mozgásokhoz kötik (LÁNGNÉ BUCZKÓ E. in LÁNG G. et al. 1970). A veszprémi 1:200 000 méretarányú földtani térkép magyarázójában a Tihanyi-félszigeten az Öcs — Nagyvázsony környékivel azonos típusú édesvízi mészköveket a felső-pannóniaiba helyezik, megjegyezve, hogy a „Tihanyi-félszigeten e rétegeknek megfelelő kovás mészkőből hallenyomat, Lorylites levéllenyomat, *Rhinoceros* sp. csont- és fogmaradvány került elő”. A bazaltkitöréseket követő szénsavas vagy kovasavas forrásműködés kicsapódásaként keletkezett forráskvarcit, „gejsirit” és édesvízi mészkő korát felső-pliocénnek tartották. A jellegzetes forráskúpok számát 50 körülire becsülik.

A Balaton-felvidéki bazalt-, bazalttufa-területekről eddig nem ismertünk más, posztvulkáni működéshez kapcsolódó forróvízes kiválásokat.

A vigántpetendi 1:10 000 méretarányú térkép földtani felvétele során a pulai maar jellegű tufagyűrű belsejében a tihanyiakkal azonos típusú gejziritet sikerült elkülöníteni. Az előfordulás Pula községtől Ny-ra 550 m-re, az Egerpatak völgyének éles törésénél, a műúttól a pulai szőlőkhöz felvezető földút jobb oldalán található. A növényzettel sűrűn benőtt dombocska tetején a jelentős pleisztocénbeli lepusztulás ellenére még mindig nagyon jól kirajzolódik az egykori kráterkúp és -csatorna képe. A kráter a környező térszínből mintegy 10 m-re emelkedik ki. Közel szabályos csonkakúp alakú dombot alkot. A 15—20°-os emelkedésű domb csúcsán 5—6 m átmérőjű, közel kör alakú krá-

ter található. A kráter közvetlen környéke és a kráter belseje — a tihanyi gejziritekhez hasonlóan, fákkal és bokrokkal sűrűn benőtt, gejzirit törmelékanyaggal feltöltött — max. 1,5 m mély tál alakot képez. Peremén átlag 20—40 cm—1,0 m magas, 0,5—1,0 m széles sziklák össze nem függő falat alkotnak. A gejziritnek itt két fő megjelenési formáját ismerjük: a porózus gejziritet és a lemezes gejziritet.

*A porózus típusú gejzirit* sárgásszürke, piszkosfehér, erősen porózus, laza szövétű, az egykori növénymaradványok lenyomata tömegesen figyelhető meg benne. Gyakran szürkéssárga, tömör, kevésbé meszes kéreg vonja be, s védi meg a gyors szétporlódástól. Ez a közettípus építi fel a krátersáncot.

*A lemezes típusú gejzirit* fehéresszürke—piszkosfehér színű, levelesen—lemezesen rétegzett, tömör, kriptokristályos. A ritmikus kiválás jól látható a kőzet darabjain. Utólag hidegvizes oldási nyomok is megfigyelhetők a törmelékdarabokon. A domb térszínileg magasabb részét a porózus sánc alatt ennek a porózus gejzirit fekéjében levő lemezes gejziritnek lapos darabokra felaprózódott törmeléke borítja. A gejziritéből készült vékonycsiszolati vizsgálatok (RAVASZNÉ BARANYAI L.) kimutatták, hogy először egy melegebb oldatból finomszövetű dolomit vált ki. Ennek repedéseit átjárta, kibővítette egy későbbi hidegebb oldat, melyből fejlett kalcitrozetták váltak ki az üregekben. Kőzet-tanilag forrásdolomitnak ill. dolomitos forrásmészköveknek nevezhetjük a pulai gejziritet.

A gejzirittörmelék a kúp lábánál ritkábbá válik és elkeveredik a többé-kevésbé agyagosodott, szürke, sárgásszürke, helyenként vörösbarna bazalt-tufa- és abból kimállott 5—20 cm átmérőjű, kékesfekete színű, erősen salakos-hólyagos szerkezetű bazaltzárvány-bombákkal. Az egyes bombák külső felülete 0,2—0,5 cm széles kihülési repedésekkel behálózott, a belső résznél kissé tömörebb anyagú. A belül üres, kissé lapult alakú hólyagüregek irányított közetszövetet alkotnak.

Ezt a piroklasztikumot a 3. kitérés ciklusbelinek tartjuk, és a gejzirtől D-re 500—600 m-re, a Tálodi-erdő területén a bazalt alatti bentonitosodott bazalttuffittal korreláljuk (pulai Put-2., vigántpetendi Vgt-1. sz. fúrások).

A Tihanyi-félszigeten a Kiserdő-tetőn a pulaihoz hasonlóan a gejzirit fölött tufaszórás nyomai ismertek. VARRÓK K. (1957) szerint ez a bazalttufa különbözik a nagytömegű (2. ciklusbeli) piroklasztikumtól.

A lemezes típusú gejziritre és bazalttufitra helyenként az Eger-patak kettős teraszának — főleg a nagyvázsonyi édesvízi mészkő és a triász földolomit gyengén koptatott darabjaiból és kevés, 2—3-as kerekítettségű kvarcit, lidit anyagú kavicsból álló — anyaga települ (I. melléklet). VITÁLIS I. (1911) a pulai gejziritet édesvízi mészkőnek és a nagyvázsonyi mészkővel azonos genetikájúnak tartotta. Keletkezését szintén a 2. bazaltkitörés utánra teszi. LÓCZY L. (1920) térképén azonban ez az előfordulás nem szerepel. A mészkőben az öcs—pulai dombháton előforduló bazalttal — amelyet a 2. ciklushoz tartozóként határozunk meg — azonos zárványt talált. A környező területek felvételezése (PEREGI Zs. 1974, SOLTI G. 1975) és az olajpala-kutatás során kapott eredmények lehetővé tették a terület Felső-pannóniai Formációjának megbízható szintézisét (JÁMBOR Á. 1980). Ennek során egyértelműen megállapítható, hogy a pulai gejzirit a Tapolcai Bazalttufa Tagozatba tartozó 2. ciklusbeli kitérés utáni posztvulkáni tevékenység eredményeként jött létre a pulai maar jellegű tufagyűrűn belül. A 2. kitérés fázis vulkanogén anyagait JÁMBOR Á. (1980) a litosztatigráfiai beosztásában a Tihanyi Tagozat (lénye-

gében megfelel a *Congerina balatonica*-s rétegeknek) felső részébe sorolja. A tufagyűrűben a speciális üledékföldtani viszonyok hatására alginites üledékek rakódtak le (Pulai Tagozat), olajpala képződött. Az olajpala korát a vígánpetendi Vgt-1. sz. fúrás rétegsorával korrelálva, megállapítottuk, hogy annak közvetlen fedője egyidős a Nagyvázsonyi Mészko Tagozat alsó rétegeivel (JÁMBOR Á.—SOLTI G. 1976), így a gejzirit is ebbe a tagozatba sorolható. A gejzír a nagyvázsonyi édesvízi mészko alsó részének keletkezésével egyidőben működhetett.

Az utóvulkáni forróvizes oldatok minden bizonnyal vulkanotektonikai hatásokra kissé szétnyílt törésvonalak mentén törtek fel (I. melléklet). A feltörő forró szénsavas víz az átlagosnál jobban felmelegítette a krátertő vizét, elősegítve az olajtermelő algatenyészetek rendkívüli elszaporodását, ami egyes rétegekben kiváló minőségű olajpalát (alginitet) eredményezett. Az üledékgyűjtő vízének a hévforrások vizével felfűtött, viszonylag magasabb hőmérséklete és az olajpala jobb minősége közötti kapcsolat nyilvánvaló. Az azonos körülmények között, de hévforrás-működés nélküli kráterekben keletkezett gércsei és várkeszői olajpalák minősége a pulaiét nem érte el.

A jelenlegi gejziritfelépítmény már a 3. ciklusbeli bazalttufára épült fel, melynek nyomai az olajpala felett csak itt ismeretesek, mivel a többi területről gejzirithez hasonló védőréteg hiányában kipusztult, ill. pleisztocén törmelékkel keveredett. A bazaltpiroklasztikum agyagásványosodott darabjai a vékonycsiszolatokban is megfigyelhetők voltak.

A magasabb vízhőmérsékletet MEZŐSI J. röntgenvizsgálatai igazolták, aki a pulai Put-6. sz. fúrás olajpalamintáiban a magyarországi pannóniai üledékekből elsőnek mutatott ki aragonitot. Véleménye szerint: „Bár a mikroflóra és a pollenvizsgálat meleg klímát bizonyítanak, ennek ellenére a tó vízének hőmérséklete nem lett volna elég ahhoz, hogy a  $\text{CaCO}_3$  aragonitként váljon ki”. Az üledékgyűjtő vízének hőmérséklete az aragonitkiválási szakaszon esetenként nyilván magasabb volt 29 °C-nál, mivel ez alatt kalcit válik ki (KOCH S.—SZTRÓKAI K. I. 1967). A tó vize természetesen csak nyáron volt ilyen meleg az üledékképződés során. HAJÓS M. (1976) vizsgálata alapján az üledékgyűjtő vízének hőfoka Diatoma virágzás idején (februárban) 10–12 °C volt. NAGY L.-NÉ (1976) a palinológiai vizsgálatai alapján az évi középhőmérsékletet 13–14 °C-nak véli. A pulai Put-7. sz. fúrás szelvényében mindössze három szakaszon lehetett kimutatni az aragonitot. A gejzír csak időszakosan, kedvező esetben tudta kellő mértékben felmelegíteni a tó vizét. A tufasáncon időnként átsapó ill. a tufa likacsai közötti hidegebb vízbeáramlás állandóan hűtötte a vizet.

Nagy valószínűséggel feltételezhető, hogy a tihanyi és pulai gejzírek egyidősek és azonos genetikájúak. Figyelemre méltó, hogy a gejzirműködések nyomai Pulán is, Tihanyban is a 2. ciklusbeli bazalttufa-területekhez kötöttek. Az első és a legfiatalabb, a 3. vulkáni ciklussal kapcsolatban sem ismerünk hasonló posztvulkáni működés termékeit. A gejzirműködéssel egyidőben, azok bizonyos mértékű befolyására heterópikus fáciesként Pulán olajpala, agyagmárga, márga, mészmárga (Put-3. sz. fúrás 1,0–6,0 m, Put-5. sz. fúrás) keletkezett. Tihanyban pedig a „gejzírek a gerincektől D-re eső területeken létrehozták a részben vegyi eredetű konkréciós márgákat, lemezes, csaknem gejzirityszerű mészmárgákat és kötőanyagul szolgáltak a közöttük elhelyezkedő bazalttufa konglomerátumoknak” (VARRÓK K. 1957).

A nagyfokú rétegtani és litológiai azonosság egyértelművé teszi, hogy a két kifejlődést egyidősnek, a Felső-pannoniai Formáció felső részébe, a Nagyvázsonyi Mészke Tagozatba tartozónak tekintsük.

A gejziritekkal egyidőben képződtek a Nagyvázsonyi Mészke Tagozat alsó részének üledékei is. Képződésük között azonban nincsen olyan szoros kapcsolat, mint korábban gondolták. A gejziritek posztvulkáni képződmények, míg a nagyvázsonyi édesvízi mészkövek nem azok. Feltehető, hogy a felső-pannon-végi tavi üledékgyűjtő sekély voltánál fogva melegvízű lehetett, de ez a hőmennyiség nem posztvulkanikus eredetű, hanem a Nap melegétől származtatható. A Balaton-felvidék több 10 km<sup>2</sup>-nyi összefüggő édesvízi mészkőplatóján hévforrás-eredetre utaló nyomok nincsenek. Ekkora tó vizét jelentős mennyiségű gejzirműködés tudta volna csak az átlagosnál jobban felmelegíteni. Nehéz elképzelni, hogy ebből az összletből ismert fauna- és flóratársulások megéltek volna az így felmelegített tóban.

A kémiai elemzések és a gazometriás kalcit- és dolomitmeghatározások a gejziritek dolomit-, ill. meszes dolomit összetételét igazolják, míg az összehasonlításként megvizsgált nagyvázsonyi édesvízi mészkő egyértelműen kalciumkarbonát (I. táblázat). A gejziritek és — összehasonlításként — az édesvízi mészkő röntgenvizsgálati adatai is megerősítik a fentieket (2. táblázat).

A pulai gejziritek jellegzetessége, hogy kovaanyagot szinte egyáltalán nem tartalmaznak. A hévforrások magas mésztartalma, amelyből a karbonátos gejziritek kiváltak, a mélyebb fekében ismeretes triász karbonátos kőzetek kioldásából származik. A tihanyi gejziritek kovasavtartalma a vékony alsó-

1. táblázat

## Kémiai elemzések (%)

A minta helye és száma	Savban oldható					Gazometriás karbonátmeghatározás	
	SiO <sub>2</sub>	CaO CaCO <sub>3</sub>	MgO MgCO <sub>3</sub>	Kalcit	Dolomit	Kalcit	Dolomit
1. Nagyvázsonyi édesvízi mészkő kavics teraszanyagból	0,44	53,56 95,60	0,80 1,67	92,0	3,7	100,0	—
2. Lemezes gejzirit a gejzirdomb oldalából	1,74	29,76 53,15	20,60 43,09	—	95,5	38,53	52,16
3. Vékonylemezes gejzirit a krátérsánc tetejéről	1,84	29,47 52,60	21,10 44,14	—	98,5	28,01	68,63
4. Porózus gejzirit a kráterből	1,41	38,04 61,90	12,75 26,67	35,0	59,5	31,56	67,65
5. Porózus gejzirit bekérgező anyaga	1,01	31,22 55,75	19,84 41,50	5,3	91,0	37,33	56,73
6. Tömeges gejzirit a kráterből	1,20	36,34 64,86	14,60 30,54	27,5	68,0	37,25	58,56

A CaO és MgO meghatározása atomabszorpciós eljárással történt.  $\text{CaO} \times 1,785 = \text{CaCO}_3$ ,  $\text{MgO} \times 2,092 = \text{MgCO}_2$

Elemző: SOHA I.-NÉ és GUZY K.-NÉ (MÁFI)

2. táblázat

## Röntgenvizsgálatok

Mintaszám	Montmorillonit	Illit-montmorillonit	Kvarc	Aragonit	Kalcit	Dolomit
1.					100	
2.	6	6			4	84
3.	5	10	ny?			85
4.				38	18	44
5.			ny?		2	98
6.	6	8			19	67

ny? = nyomokban

Elemző: RITSCHÁK G. és CORNIDES I.-NÉ (MÁFI)

3. táblázat

## Nyomelemvizsgálatok (ppm)

Mintaszám	B	Cu	Pb	V	Ti	Ni	Co	Cr	Ba	Sr
1.	16	10	6	25	250	6	10	6	160	1600
2.	< 16	16	4	16	< 160	4	16	4	250	2500
3.	< 16	10	6	16	160	< 4	< 10	6	600	2500
4.	16	16	6	25	< 160	< 4	< 10	4	1000	1600
5.	25	25	10	40	250	6	16	6	2500	4000
6.	16	16	6	25	160	6	16	10	400	250

Kimutatási határ alatt van: Be(100), Sb(100), Ge(16), W(100), Cd(60), Mo(10), Sn(10), Ag(0,6), Ga(4), Zr(100), Sc(160), Zn(100), Bi(25), Nb(160).

Elemző: MÁFI Színképelemző Csoport

triász rétegek alatti permii homokkőből és paleozoos kristályos palákból való kioldással származtatható. Az egykori hévforrások dolomitos jellege adhat magyarázatot a Put-1. sz. fúrásban harántolt dolomitos márgapad keletkezéséhez. Hasonló kapcsolatot tetelezhetünk fel a tihanyi T-62. sz. fúrás dolomitjainak keletkezésénél is. A nyomelemvizsgálatok (3. táblázat) jelentősebb Ba- és Sr-feldúsulása is a karbonátos kőzetekből való származást igazolja.

## IRODALOM

- BULLA B. 1943: Geomorfológiai megfigyelések a Balaton-felvidéken. — Földr. Közl. pp. 18–45.
- GRASSELY GY. 1976: A Pula-7. és a Gércé-2. fúrásokból származó alginitek geokémiai vizsgálata. — József Attila Tud. Egy. Szeged.
- GRASSELY GY. 1977: Hazai alginitek ásvány-kőzettani és geokémiai vizsgálata. — József Attila Tud. Egy. Szeged.
- HAJÓS M. 1976: A pulai Put-3. sz. fúrás felsőpannoniai képződményeinek Diatoma flórája. — Földt. Int. Évi Jel. 1974-ről, pp. 263–285.
- HOFFER A. 1943: A Tihanyi félsziget vulkáni képződményei. — Földt. Közl. 73. pp. 375–429.
- HOFFER A. 1943: Diatrémás és explóziós tufatölcsérek a Tihanyi-félszigeten. — Földt. Közl. 73. pp. 151–158.



- JÁMBOR Á. 1980: A Dunántúli-középhegység pannóniai képződményei. — Földt. Int. Évk. 62.
- JÁMBOR Á. — SOLTI G. 1976: A Balaton-felvidéken és a Kemenesháton felkutatott felső-pannóniai olajpala-előfordulás földtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1974-ről, pp. 193–219.
- KOCH S. — SZTRÓKAI K. I. 1967: Ásványtan II. — Budapest.
- LÁNG G. et al. 1970: Tihany. Magyarázó a Balaton környéke 1:10 000-es építésföldtani térképsorozatához. — Földt. Int. kiadv.
- ID. LÓCZY L. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezek vidékek szerinti telepedése. — A Balaton Tud. Tanulm. Eredm. I. (1.) I. szakasz 617 p.
- ID. LÓCZY L. 1920: A Balaton tó környékének részletes geológiai térképe. M = 75 000. — A Balaton Tud. Tanulm. Eredm. melléklete.
- NAGY L.-NÉ 1976: A dunántúli olajpala-kutató fúrások rétegsorának palinológiai vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1974-ről, pp. 247–261.
- PEREGI Zs. 1974: Monostorapáti környékének földtani leírása. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- RÓNAI A. — SZENTES F. 1972: Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. L-33-XII. Veszprém. — Földt. Int. kiadv.
- SOLTI G. 1975: A taliándörögdi, vigántpetendi és nagyvázsonyi 10 000-es térképlapok területének földtani leírása, fedett és fedetlen földtani térképe. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- SOLTI G. 1975: Pula — Vigántpetend környékének földtani leírása. — Szakdolgozat.
- VARRÓK K. 1957: Jelentés az 1957. évben a Tihanyi-félszigeten végzett munkáról. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- VITÁLIS I. 1911: A balatonfelvidéki bazaltok. — A Balaton Tud. Tanulm. Eredm. I. (1.) Geol. Függ. pp. 1–36.

## THE GEYSERITE OF PULA

by

G. SOLTI

In earlier publications, post-volcanic products or geysers of basaltic volcanism were only described from the Tihany Peninsula of the Transdanubian Central Mountains region.

During the survey of the 1:10,000 Vigántpetend sheet area we succeeded in distinguishing Tihany-type geysers inside a maar-type tuff ring near Pula. This locality is found 550 m west of Pula, close to the sharp turn of the Egerpatak valley, on the right side of the unpaved road winding towards the vineyards of Pula village. Here two kinds of geysers, porous and laminated, occur.

The porous geysers are yellowish-grey or soiled white, highly porous or loosely textured rock showing abundant prints after plants. Against getting friable, it is frequently protected by a greyish-yellow compact and less calcareous crust. The marginal cliffs around the crater are built of this rock type.

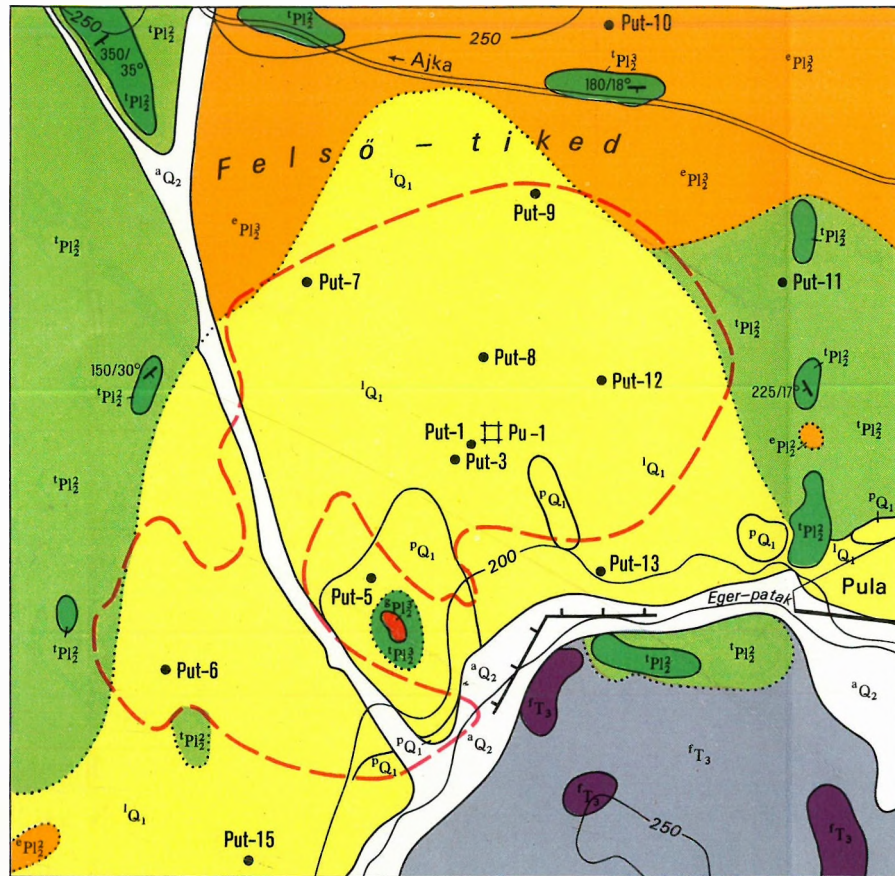
The laminated geysers are whitish-grey to soiled white, foliated to laminated, compact and cryptocrystalline. The rhythmic development is well observable even on rock fragments, together with cold-water grooves. Below the marginal cliffs, the higher-situated skirts of the hill are covered by flat detrital fragments of this geysers type. In thin section, as the first product of segregation from warm water a fine-grained dolomite is seen under micro-

# A PULAI GEJZIRIT-ELŐFORDULÁS – THE GEYSERITE OF PULA

I.

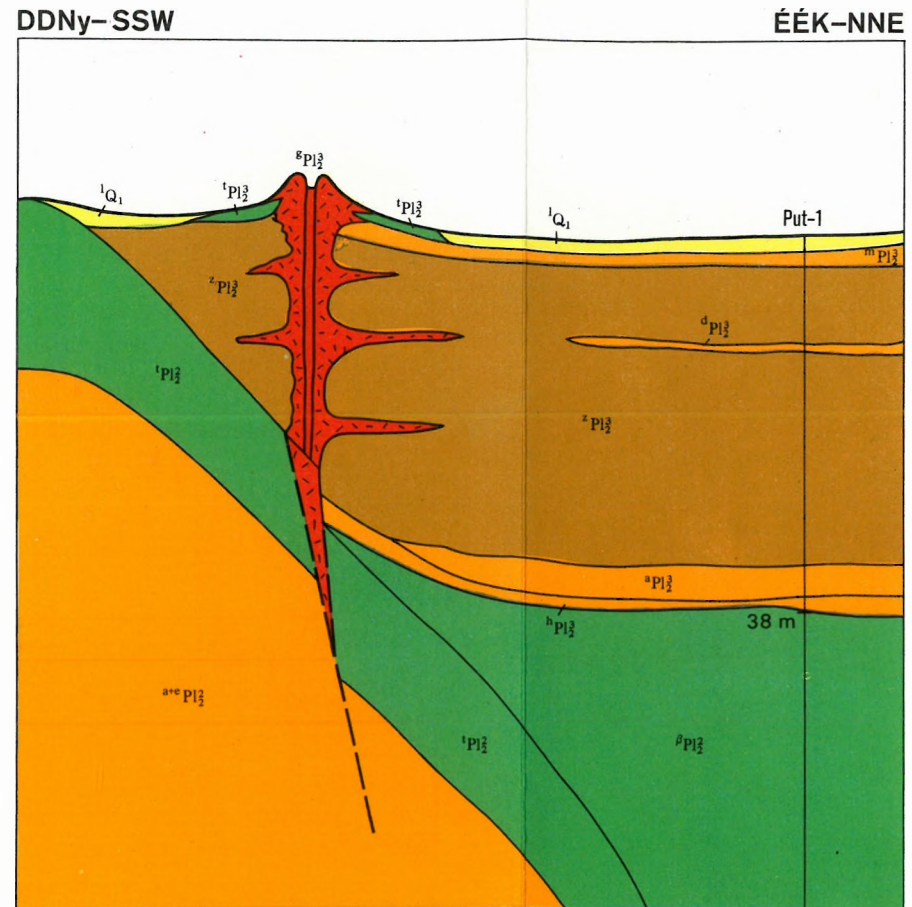
## FÖLDTANI TÉRKÉP–GEOLOGICAL MAP

Jámbor Á.–Solti G. 1973



## ELVI SZELVÉNY–GENERALIZING GEOLOGICAL SECTION

Solti G. 1979



0 500m

- |   |         |                       |   |          |                 |    |          |                             |    |              |  |    |  |                             |
|---|---------|-----------------------|---|----------|-----------------|----|----------|-----------------------------|----|--------------|--|----|--|-----------------------------|
| 1 | $^2Q_2$ | Völgykitöltés HOLOCÉN | 4 | $^4Pl_3$ | Gejzirit        | 9  | $^mPl_3$ | Mézmárga, mállott alginít   | 14 | $^dPl_3$     | Salakos bazalt                         | 19 |  | Vető                        |
| 2 | $^1Q_1$ | Lejtőlész             | 5 | $^1Pl_3$ | Bazalttufa      | 10 | $^2Pl_3$ | Olajpala                    | 15 | $^pPl_3$     | Tömör bazalt                           | 20 |  | Kibúvás szálban             |
| 3 | $^pQ_1$ | Teraszkavics, homok   | 6 | $^ePl_3$ | Édesvízi mészkő | 11 | $^dPl_3$ | Dolomitos aleurit           | 16 | $^{p,e}Pl_3$ | Agyagos aleurit, édesvízi mészkő       | 21 |  | Kibúvás törmelékben         |
|   |         |                       | 7 | $^1Pl_3$ | Bazalttufa      | 12 | $^aPl_3$ | Alginites, ostracodás márga | 17 | $^f$         | Földolomit FELSŐ-TRIÁSZ                | 22 |  | Rétegdőlés                  |
|   |         |                       | 8 | $^ePl_3$ | Édesvízi mészkő | 13 | $^hPl_3$ | Bazalthomok                 | 18 |              | Az olajpala felszín alatti elterjedése | 23 |  | A pulai Pu-1.sz. kutatóakna |

scope (L. RAVASZ-BARANYAI). Later the fissures of this dolomite were penetrated and widened by waters of lower temperature, which have left behind well-shaped calcite rosettes in the cavities.

This geyser may have functioned simultaneously with the formation of the lower part of the Nagyvázsony travertine. Post-volcanic solutions came up along fault surfaces widened by volcano-tectonic movements. Resurgent hot carbon dioxide waters warmed up the waters of the crater lake above normal temperature and favoured thereby the proliferation of oil-producing algal colonies, a process that resulted in the accumulation in various horizons of good-quality oil shale (alginite). Obviously, the hotter the crater lake temperature was, the better quality of oil shale could come to form. Consequently, the oil shales deposited in crater lakes unaffected by hot springs near the present-time Gércé and Várkesző are of lower quality than those of Pula.

The actual geysierite superstructure rests on the basalt tuffs of Cycle No. 3 remnants of which, in turn, overlie the oil shale beds. This basalt tuff is observable here exclusively, being lost to erosion wherever not protected by geysierite.

The higher water temperature was demonstrated X-ray analytically by J. MEZŐSI, who was the first to verify the presence of aragonite in the Pannonian sedimentary rocks of the Hungarian territory. The water of the lake could be warmed up by geyser only in favourable cases owing to the cooling effect of cold water passing through the pores of the tuff or spilling over the tuff barrier into the lake.

With a view to stratigraphical and lithological correlation, it is highly convincing that the geysierites of Tihany and Pula are of the same age and assignable to the upper zone of the Upper Pannonian Formation called the Nagyvázsony Limestone Member.

The geysierites are seemingly synchronous with the lowermost sediments of the Nagyvázsony Limestone Member. Their relationship, however, is not so close as was thought before. In contrast with the travertine of Nagyvázsony, the geysierites are of post-volcanic origin. Chemical analyses and gasometric determinations of calcite and dolomite attest to a dolomite to calcareous dolomite composition of the geysierites involved.

It is conspicuous that no silica is contained in the geysierites of Pula. The high lime content of the thermal springs responsible for the development of carbonate geysierites, is due to the leaching action of water as it was passing through the underlying Triassic carbonate rocks.

**Supplement I.** The geysierite of Pula: geological map and generalizing geological section (surveyed by Á. JÁMBOR and G. SOLTÍ 1973)

1. Valley sediments (Holocene); 2. hillside loess, 3. terrace gravel and sand (2–3: Pleistocene); 4. geysierite, 5. basalt tuff, 6. freshwater limestone (5–6: *Unio wetzleri* Horizon); 7. basalt tuff, 8. freshwater limestone (*Congerina balatonica* Horizon); 9. calcareous marl and weathered alginite, 10. oil shale, 11. dolomitic siltstone, 12. alginitic and ostracod-bearing marl, 13. sand from basalt, 14. slaggy basalt, 15. compact basalt, 16. clay, silt and freshwater limestone (4–16: Upper Pannonian); 17. Hauptdolomit (Upper Triassic). 18. Subsurface extension of oil shale. 19. Fault, 20. outcrop, 21. detritus, 22. dip, 23. site of the exploration shaft Pu-1



## A VÁRPALOTAI OLAJPALA

SOLTI GÁBOR

A Dunántúli-középhegység olajpala-prospekciós kutatása (RAVASZ Cs. 1977) során MUNTYÁN Cs. begyűjtött egy 48 súly%-os szervesanyag-tartalmú mintát, amely ráirányította a figyelmet a Bakony D-i előterében levő Várpalotai-medencében kifejlődött bádenien diatomás agyagmárga összletre.

A medence miocén üledékeinek rétegtani – öslénytani helyzetét KÓKAY József korábban már részletesen feldolgozta. Az olajpala prognózisát a bádenien korú, riolittufa-betelepüléssel kettéválasztott diatomás agyagmárga összlet szervesanyag- és *Fischer*-féle kátránytartalom-vizsgálata alapján készítettük el. Az összlet korát a riolittufa 14,6 millió éve adta meg. A 22 helyről gyűjtött 200 db minta átlagos 15,33 súly%-os szervesanyag-tartalma és a 71 db minta 3,4% átlagos *Fischer*-féle kátránytartalma a várpalotai diatomás agyagmárga összletet olajpalának minősíti.

A bántapusztai területre az átlagos palaolaj-tartalom 5,0 súly%, maximálisan eléri a 14,5 súly%-t is. Itt az egykori külfejtés pár száz méter hosszú falban 1–4 m-es fedővel tárja fel a mintegy tíz millió m<sup>3</sup> olajpalát, amely külfejtéssel kitermelhető lenne.

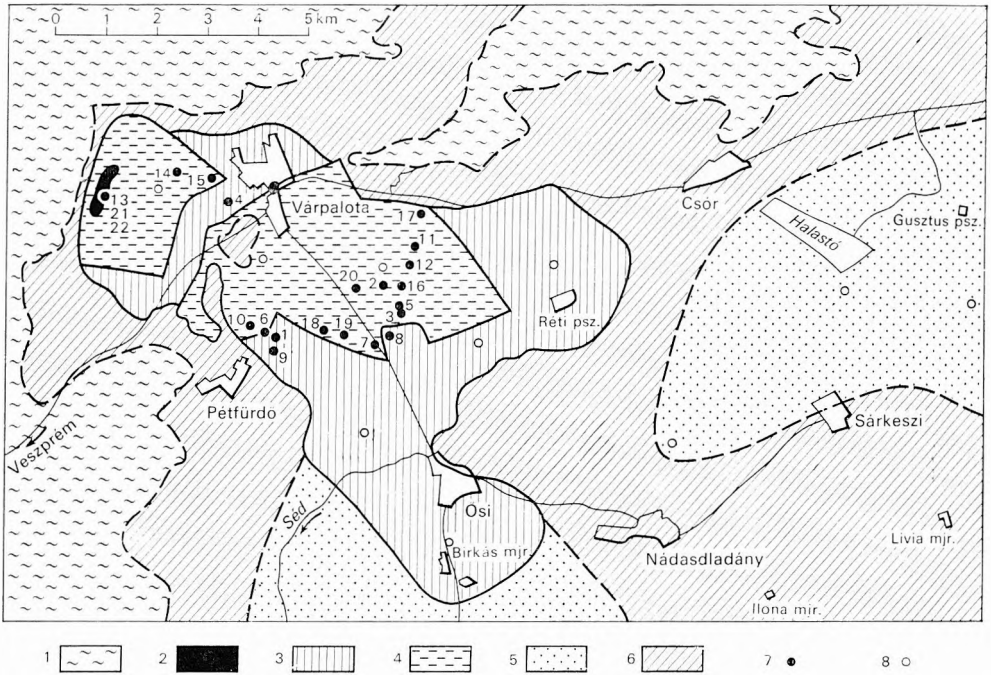
A Várpalotai-medencében mintegy 50 km<sup>2</sup>-nyi területen, 50 m vastagságban kifejlődött diatomás agyagmárga összlet gyenge minőségű olajpala. A szervesanyag-tartalommal korrelált, 2,74 súly% *Fischer*-féle kátránytartalmat alapul véve 68 millió tonna palaolajat és 80 milliárd m<sup>3</sup> palagázt tartalmaz.

A magyarországi olajpalának 1973-ban, a Balaton-felvidéken, Pula község közelében, maar jellegű, pannóniai korú tufagyűrűben történő felismerését követően figyelemmel kísértük a zárt vagy lefűződött medencékben feltárt miocén rétegsorokat is. A térképezés során ugyanis a kapolcsi intramontán medence területén mélyült fúrások már hoztak felszínre (alsó-pannóniai) alginites, vékonylemezes aleuritós agyagmárgákat. A Dunántúli-középhegység prospekciós olajpala-kutatását RAVASZ Cs. végezte el 1977-ben.

E munka keretében került sor MUNTYÁN Cs.-nak a Várpalota melletti bántapusztai egykori külfejtésből begyűjtött kőzetmintájának megvizsgálására. Ez 48 súly% derivatográfiai módszerrel meghatározott szerves anyagot tartalmazott, és gyufával meggyújtható volt; égés során jellegzetes sztearinszagot árasztott. Ez a lelet a Várpalotai-medence olajpala-perspektivitását az első helyre tette.

A Várpalotai-medence a Bakony D-i előterében Csór–Üskü között helyezkedik el (1. ábra). A D felé mélyülő medence aljzatát DK-ről ÉNy felé egyre fiatalodó, közel DNy–ÉK-i csapásirányú pásztákban elhelyezkedő szilur, karbon (?), perm és triász képződmények alkotják, melynek legfiatalabb





1. ábra. A Várpalotai-medence olajpala-prognózis térképe. Szerkesztette: BAKK L. és a Középhegységi Osztály felvételei alapján SOLTI G.

1. A diatomás agyagmárga fekképződményei a felszínen ill. felszínközéiben, 2. a diatomás agyagmárga a felszínen. Felszín alatti elterjedése: 3. mélyfúrásokkal megállapított, 4. a fekküszintelen lefejtett, 5. Nagy valószínűséggel diatomás agyagmárga területek fiatalabb képződményekkel fedetten, 6. Nagy valószínűséggel diatomás agyagmárga-mentes területek, 7. Mintavételi hely a szelvény számával, 8. javasolt fúrások helye

Fig. 1. Oil shale forecast map of the Várpalota Basin. Plotted by G. SOLTI on the basis of surveys made by L. BAKK and the Central Mountains Department

1. Underlying beds to the diatomaceous clay-marl on or near the surface, 2. diatomaceous marl cropping out at the surface. Subsurface distribution: 3. hit by deep drill, 4. underlying coal seam stripped off, 5. Presumed distribution of diatomaceous clay-marl covered by younger formations, 6. Areas with unlike presence of diatomaceous clay-marl, 7. Sampling localities with reference number of section, 8. drilling site proposed

tagja itt a medencét É-ről övező földolomit. A medencének délről tektonikus határa van (KÓKAY J. 1976). Az üledégyűjtőt harmadidőszaki képződmények töltik fel. Ezek közül az eocén üledékek alárendeltek, míg a miocénnek közel teljes kifejlődése ismert. Az öt miocén emelet közül csak az olajpala-képződési ciklust magában foglaló bádénienel foglalkozunk részletesebben, KÓKAY J. (1978) munkássága alapján. A Várpalotai-medencében az általában kárpáti képződményekre települt bádénien üledékek három rétegtani egységre, alemeletre tagolhatók:

Az alsó-bádénien (moravien) tengeri üledékekre jellemző, hogy a medence Ny-i felében durvább szemcséjű mészkő, K-en viszont az agyagos, finomhomokos üledékek dominálnak. Figyelemre méltó, hogy míg a herend—márkói hasonló korú üledégyűjtőben sok a vulkáni tufa- és bentonit-közbetelepülés, addig a várpalotai alsó-bádénien összletben ilyen alig található. Az alsó-bádénien üledékek, melyekhez a híres SZABÓ-féle bánya homokösszlete is tartozik, átlagos vastagsága 20—40 m.

A középső- és felső-bádenien üledékképződését az alsó-bádenien végén jelentkező kiemelkedés utáni újabb transzgresszió (vagy helyesebben expanzió: KÓKAY J. 1978) vezeti be. Az új üledékciklus elmozdításával, szénképződéssel indult meg. Az elláposodás eredményeképpen 60 km<sup>2</sup>-nyi területen fás barnaköszén-telep keletkezett. A medence közepén sekélylápi fáciesre következő vékony, bentonitos, vízbehullott riolittufa-csik („középrátf”) a kéregmozgásokkal járó vulkáni működés bizonyítéka. A riolittufacsík ÉNy-on 2–3 m-es kivastagodása arra utal, hogy itt a szárazföldről történő beszállítás hatása is érvényesült. A barnaköszén-telepre pár cm-től néhány dm-t is elérő vastagságú neritinas—congeriás—theodoxusos és Bulimus-tartalmú rétegek, gyakran lumasella-padot alkotva következnek. A lagúna további mélyülésével a Molluscák eltűntek. Ezek a rétegek jelentik a várpalotai olajpala közvetlen fekvését.

A várpalotai lagúna a felső-bádenien idején legalább 20 m-re kimélyült. A molluscás kőszénfedő felett 8–10 m vastagságú, zöldesszürke, zöld, ritkán barna, mikrorétegzett, papírvékony mész- és agyagmárgalemezek váltakozásából álló halmaradványos, leveles elválású, kiszáradva könnyű, jellegzetes olajpalaszagú diatomás agyagmárga települ. A mikrorétegzettség évszakváltakozással magyarázható (KÓKAY J. 1966).

Erre az „alsó” diatomás agyagmárga sorozatra átlagosan 1 m vastag vízbehullott riolittufa települ az egész medence területén. A peremeken ez a tufaréteg is vastagabb. A tufa laza homokkő jellegű, többnyire osztályozott — alul durvaszemű, felfelé finomodó — szemcsenagyságú. Olykor 1 cm nagyságú lapilliket találni benne. Egyes szintjei, ill. egyes tufitrétegecskék változó mértékben bentonitosodtak.

Az összetételeből származó riolittufitok izotóp korát K/Ar módszerrel BALOGH Kadosa mérte meg. A legteljesebb elemzéseket a Bántapusztáról származó mintákon végezte. A különböző frakciókon mért korok nem térnek el jobban, mint azt az egyes mérések hibája megengedi. A három mérés alapján számolt átlagos kor  $14.6 \pm 0,4$  millió év. A tufit felett folytatódik a diatomás agyagmárga. Színe azonban egynemű szürkére változik és fokozatosan elveszti leveles jellegét. Kagylós—lemezes elválású, az olajpalaszag egyre gyengébben érezhető, a diatomitlemezek száma csökken, a kőzet súlya is a hagyományos agyagmárgához közelít.

A diatomás pala sorozat egyes rétegeiből készített szervesanyag- és Fischer-f. kátránytartalom-meghatározások, melyeket a MÁFI ill. a Magyar Ásványolaj és Földgáz Kísérleti Intézet laboratóriumában végeztek el, igazolták azt, amit terepen is meg lehetett figyelni: a legjobb minőségű olajpala a tufitrétegek alatti pár m-es szakasz. Ez a kifejlődés a tulajdonképpeni „papírpala”. Várpalotán is igazolódott, hogy a krátertavakban képződött olajpalához hasonlóan a zárt medencékben keletkezett olajpalák képződéséhez is előnyös a devitrifikálódásra hajlamos vulkáni üvegyanyag jelenléte.

A diatomás agyagmárga összetétel felett ismételtelen megjelennek a molluscás, bulimusos-theodoxusos rétegek. Ez fokozatos regresszióra, ill. feltöltődésre utal. A sótartalom csökkenését jelenti a congeriák kimaradása. Az üledékciklus zárótagja 1–2 m vastag agyagos kőszénréteg (KÓKAY J. 1978).

A fenti típusos kifejlődéstől eltérő, rendellenes kifejlődés csak a medence peremi részein ismeretes, az üledékgyűjtő belsejét egyveretű, egyetlen riolittufa-betelepüléssel kettéválasztott diatomás agyagmárga összetétel tölti ki.

Maximális, 142,9 m-es vastagságát a Várpalotától Ny-ra mélyült V-271. sz. fúrás harántolta. Átlagos medencebeli vastagsága 50 m-re tehető. A bádienien üledékekre a medence Ny-i részén szárazföldi kavicsos – tarkaagyagos kifejlődésű, a K-i felén agyagmárgás – finomhomokos csökkentsósvízi szarmata képződmények, majd ezekre homogén agyagmárgából álló alsó-pannoniai üledékek települnek. A rétegsort pleisztocén és holocén képződmények zárják be.

A diatomás agyagmárga összlet (olajpala) *feküjének* felszíne, egy-két kisebb helyi eltéréstől eltekintve, Ny-ról K felé közel egyenletesen, fokozatosan lejt. A *fedő* vastagsága 0,0–313,6 m közötti szélső értékek között változik, K felé nő.

A diatomás agyagmárga (olajpala) *vastagságváltozása* már nincs összhangban a fekü térszinalakulásával és a fedővastagsággal. Ez a bádienien és szarmata közötti diszkordanciával, valamint a diatomás agyagmárga összlet és a közvetlen fedőjét jelentő szarmata kavics és homok lerakódása közötti lepusztulással magyarázható. Az olajpala vastagsága 0,0–142,9 m-es szélső értékek között változik, *átlag 50 m-nek* vehető.

A bántapusztai egykori külfejtés területén a diatomás palát (olajpalát) függőleges fal tárja fel. Felszíni előfordulása többek között még a 8-as műút mellett, a kastélydombon is ismert. A felszín alatt nagyszámú kutatófúrásból ismerjük. A bányában a közvetlen széntelepfedőt alkotja. A művelés során meddőként kerül felszínre.

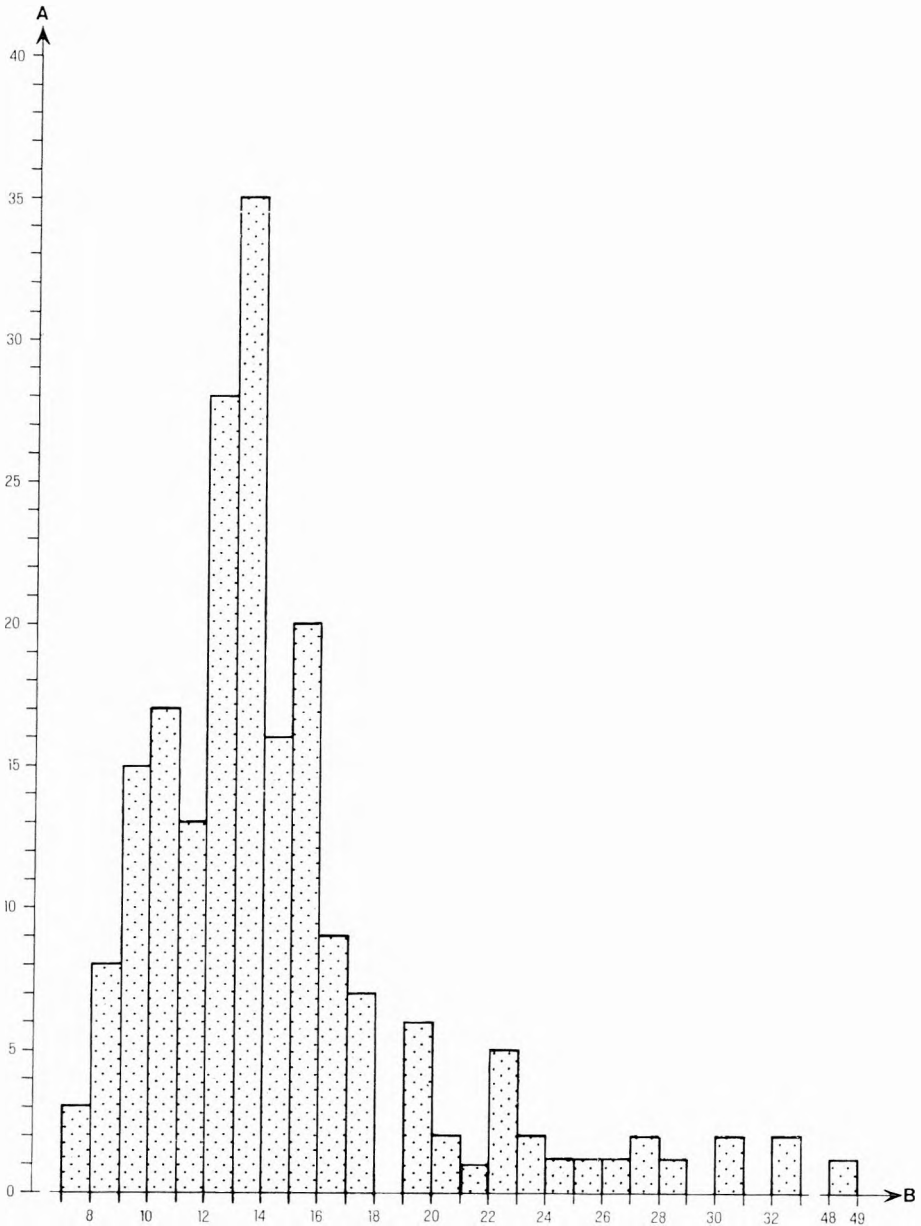
A Várpalotai-medence területéről 22 szelvény 200 db olajpalamintájából készített FÖLDEVÁRI M. derivatográfiai vizsgálatot. A minták szervesanyag-tartalma a *minimális 8 súly% és a maximális 49 súly% között változott*.

A Várpalotai-medence diatomás agyagmárga összletének statisztikusan számított átlagos derivatográfiai szervesanyag-tartalma 15,33 súly%. A diatomás agyagmárga minták derivatográfiai szervesanyag- és karbonát- (kalcit-) tartalmának eloszlási görbéin (2., 3. ábra) szembevetendő, hogy mind a szerves anyag, mind a karbonát hárommaximumos eloszlású. A mindkét diagramon kijelölhető 3–3 maximum ellenére mind a szervesanyag-, mind a karbonát-tartalom esetében az eloszlási görbék az értékek kis intervallumon belüli eloszlását mutatják, hisz a „kiugró” 35 db-os csúcsok is csak az összes elemzés 17,5%-át jelentik. Ez ugyanakkor az értékek széles skáláját is adja, hisz a szervesanyag-tartalom esetében 8–48 súly% között oszlanak meg az értékek, a karbonáttartalom pedig 0–90 súly% között mozog. Az agyagmárga derivatográfiai kalcit- és szervesanyag-tartalma közötti összefüggést vizsgálva azt láthatjuk, hogy a két komponens nem függ egymástól (4. ábra).

A Fischer-f. kátránytartalom-elemzési eredmények egyértelműen bizonyították, hogy a *Várpalotai-medence diatomás agyagmárga összlete olajtartalmú közet, melynek egyes rétegei kitűnő minőséget is elérnek. Összességében azonban gyenge minőségű olajpalának tekinthető.*

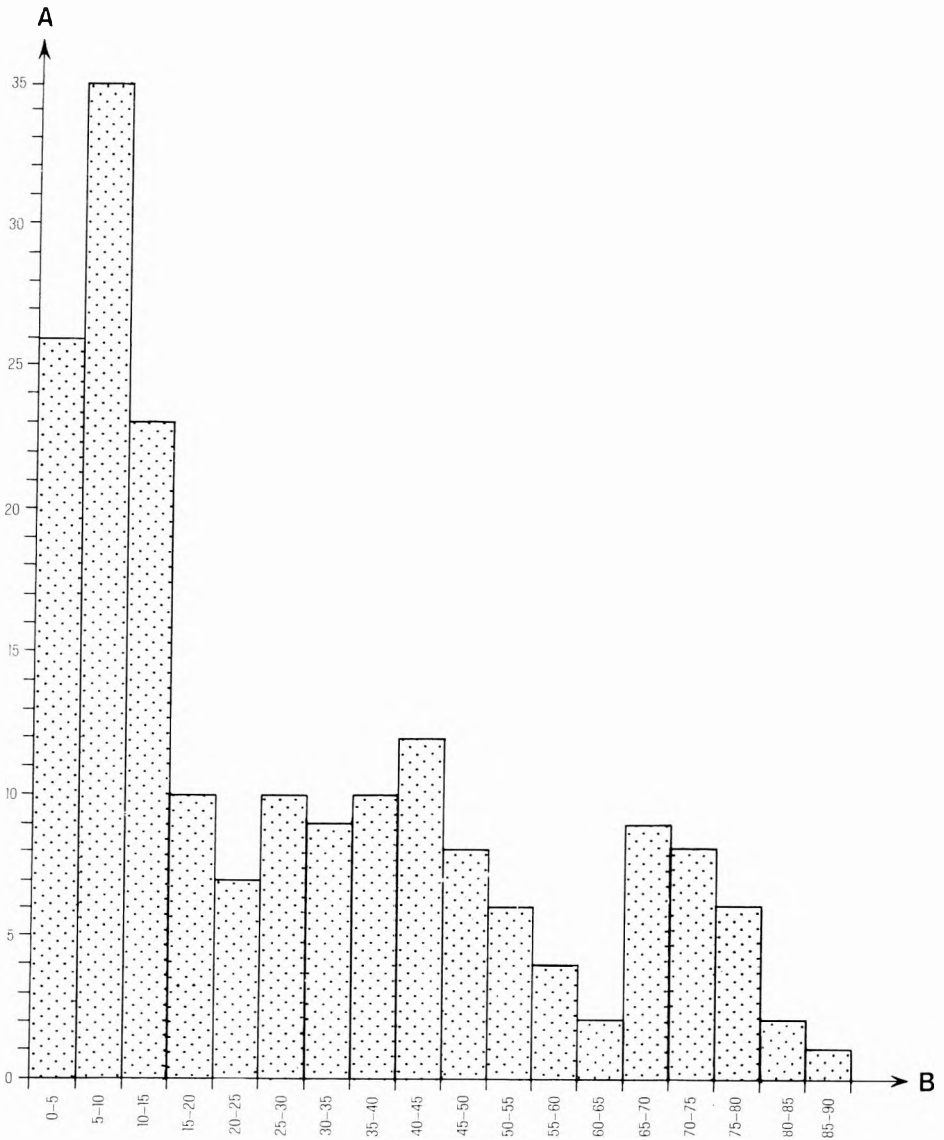
A vizsgált minták közül a legkevesebb kátránytartalmat a V-82. sz. fúrás 156,5–171,0 m-éből gyűjtött minta tartalmazta, 0,3 súly%-t. Figyelemre méltó, hogy ehhez 17 súly% szervesanyag-tartalom tartozik. Ekkora szervesanyag-tartalommal a V-75. sz. fúrás 108,00–113,43 m közötti szakaszának mintája 5,0 súly% palaolajat adott le. A maximális kátránytartalmat a bántapusztai kutatóárokából gyűjtött mintából nyerték (5. ábra). Ebben 49 súly% szervesanyag-tartalom mellett — ami szintén maximális érték — *14,5 súly%* kátránytartalom volt (160 l/tonna palaolaj). A legteljesebb mintavételi szel-





2. ábra. Az agyagmárga derivatográfiaszervesanyag-tartalmának eloszlása  
 $A$  = minták darabszáma,  $B$  = szervesanyag-tartalom súly%-a

Fig. 2. X-ray derivatographic data on the organic matter contents  
 $A$  = number of specimens,  $B$  = organic matter in weight %

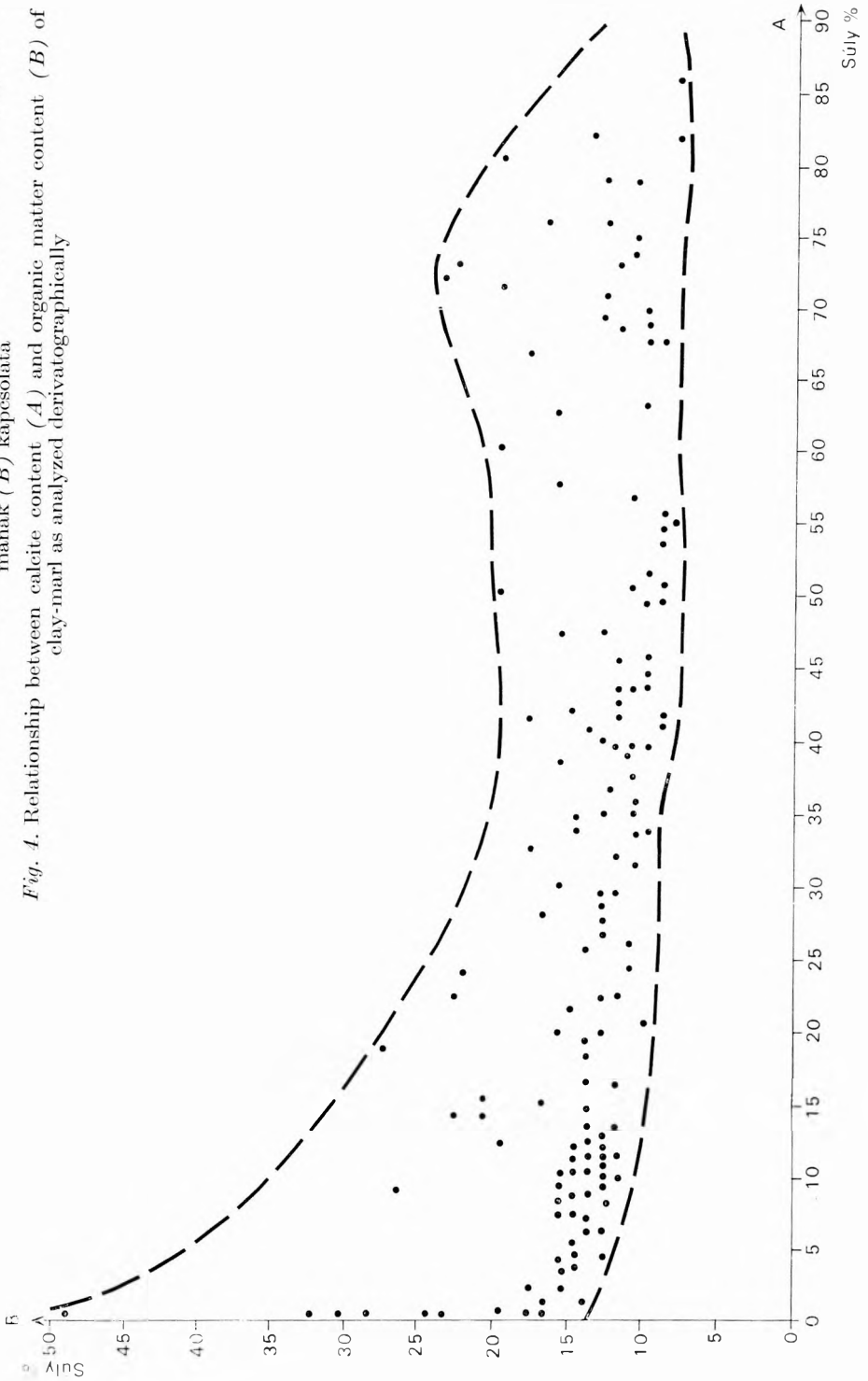


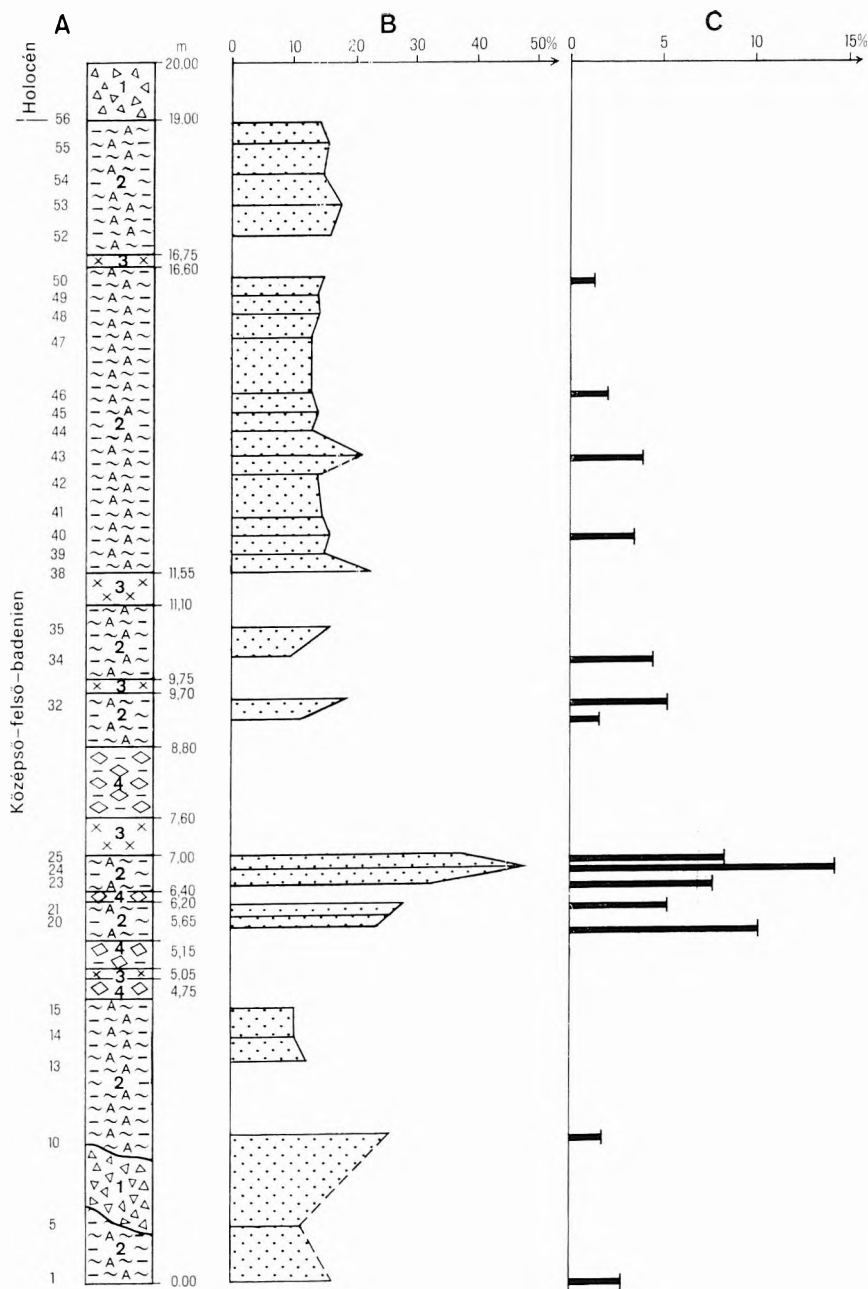
3. ábra. Az agyagmárga derivatográfias karbonát-(kalcit-)tartalmának eloszlása  
 A = minták darabszáma, B = karbonát-(kalcit-)tartalom súly %-a

Fig. 3. X-ray derivatographic data on the carbonate (calcite) contents  
 A = number of specimens, B = carbonate (calcite) content in weight %

4. ábra. Az agyagmárga derivatográfias kalcit-tartalmának (A) és szervesanyag-tartalmának (B) kapcsolata

Fig. 4. Relationship between calcite content (A) and organic matter content (B) of clay-marl as analyzed derivatographically





5. ábra. A bántapusztai (Várpalota) olajpala-előfordulás kutatóárákában feltárt diatomás agyagmárga szervesanyag- és Fischer-f. kátránytartalma

A = mintaszám, B = DTA—DTG—TG szervesanyag-tartalom súly%, C = Fischer-f. kátránytartalom súly%,  
1. Lejtőtörmelék, 2. diatomás agyagmárga, 3. riolituffa, 4. bentonitosodott riolituffa

Fig. 5. Organic matter and bitumen content (Fischer's method) in diatomaceous clay-marl trench sampled at Bántapuszta (Várpalota)

A = number of samples, B = DTA—DTG—TG weight per cent organic matter content, C = Fischer's bitumen content in weight per cent. 1. Scree, 2. diatomaceous clay-marl, 3. rhyolite tuff, 4. bentonitized rhyolite tuff

vényt az S-II bányüzem területéről kaptuk (6. ábra, BAKK L. gyűjtése). A 71 db, legalább 9 súly%, de inkább 15 súly% szervesanyag-tartalmú minta átlagos *Fischer-f. kátránytartalma 3,4 súly%* (37 l/tonna). Ez gyenge minőségű olajpalának felel meg. A *Fischer-f. kátránytartalomnak* egymaximumos eloszlási oszlopdiagramjáról leolvashatjuk (7. ábra), hogy a minták gyakorisági középértéke (modusza) az 1–2 súly% kátránytartalmú mintáknál van. Az összes minta közel egynegyede (17 db) ebbe az intervallumba esik. A 36 db 2–7 súly% kátránytartalmú minta az összes mintának valamivel több mint fele.

A szervesanyag és *Fischer-f. kátrány- és gáztartalom* korrelációs diagramjain (9. és 10. ábra) a ponthalmaz egyértelműen bizonyította a korábbi kutatások során is megállapított tényt, hogy szoros összefüggés van az olajpalák derivatográfias módszerral kimutatott szervesanyag- és *Fischer-f. kátrány- és gáztartalma között.*

A 71 db elemzés a jellemzéshez elegendő. Hangsúlyozzuk, ez csak tájékoztató adat, mivel a minták közül csak a legalább 8 súly%, de inkább 15 súly% feletti szervesanyag-tartalmúak olajtartalmát határoztattuk meg. A szervesanyag- és *Fischer-f. olajtartalom* korrelációs indexe  $r = 0,848$ , mely jó korrelációt jelent. A szervesanyag- és kátránytartalom aránya  $18,239:3,386 = 5,4:1$ , ami azt jelenti, hogy átlagosan a szerves anyag 18,5%-a konvertálható kátránnyá (palaolajjá) a *Fischer-f. lepárlás* során. Ha a 200 db minta 15,3 súly%-os szervesanyag-átlagához viszonyítjuk ezt, akkor a *Fischer-f. kátránytartalom 2,74 súly%-nak* adódik. A 71 db minta szerves anyaga és kátránytar-

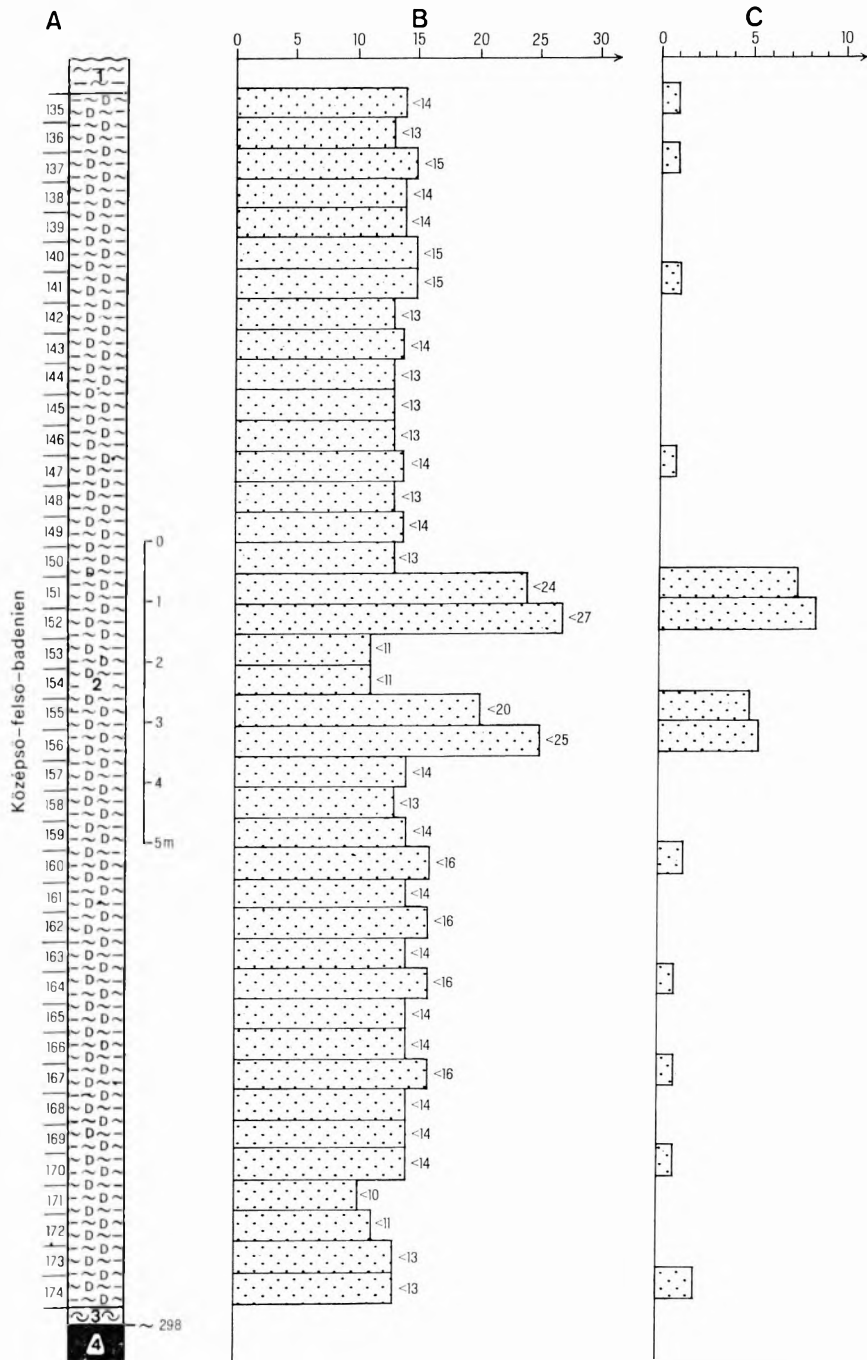
talma közötti összefüggést az  $y = \frac{x}{3} - 1$  képlet fejezi ki, míg az összes szervesanyag-tartalom és a 71 db kátránytartalom-érték közötti korreláció az  $y = 0,1944x$  képlettel írható fel (8. ábra).

Az olajleadó képesség mellett az olajpala legfontosabb tulajdonsága, hogy a *Fischer-féle lepárlás* során alacsony kalóriájú éghető gázt is lead. A 71 db elemzés átlaga  $32 \text{ m}^3/\text{tonna}$  volt. A kátránytartalommal nincs szoros rokonságban, de megállapítható volt, hogy magasabb kátránytartalom esetén a gázhozam is magasabb (10. ábra). Maximális ( $53 \text{ m}^3/\text{t}$ ) értékét 3,6 súly% kátránytartalomnál érte el, de a 14,5 súly% kátránytartalomnál is leadott  $52 \text{ m}^3/\text{t}$  gázt. A  $19 \text{ m}^3/\text{t}$  minimális értékben 1,3 súly% kátrányt mértek. A bányaművelés során meddőként kezelt diatomás pala fűtőértéke  $1285-10\,275 \text{ kJ/kg}$ -nak adódott.

A Várpalotai-medence területéről NAGY L.-NÉ és BODOR E. összesen 27 minta palinológiai vizsgálatát végezte el. A sporomorphák a középső-miocént jelzik.

A bádénien emelet pontosabb szintezésére a pollenanyag alapján nem nyílt lehetőség, mivel a viszonylag egységes közettani kifejlődésű diatomás agyagmárga összletnek a V-82. sz. fúrás 205,00–214,85 méteréből gyűjtött mintájából előkerült *Cyrrillaceae*, *Sabalpollenites*, valamint az *Ophioglaglossisporites rotundus* alakjai inkább az alsó-bádénient jelzik, míg a V-75. sz. fúrás 65,2–98,7 m közötti szakasza a trópusi, szubtrópusi elemek csekély száma és az arktotercier elemek előretörése miatt a bádénien felső részére utal. A többi édesvízi sporomorpha-együttest tartalmazó mintával ellentétben ez a szakasz tengeri kifejlődésű, sok *Hidusia* sp. planktonnal. Ez a planktonfaj a többi mintából hiányzott.

A középső-bádénien idején területünkön az éghajlat a mintákban domináns, ill. gyakori légzacsokós *Coniferaepollenitesek* alapján mérsékelt meleg szubtrópusi volt.



6. ábra. A diatomás agyagmárga szervesanyag- és Fischer-f. kátránytartalma a várpalotai S—II. bányatízem Skyp gyűjtőbunkerében

A = mintaszám, B = DTA—DTG—TG szervesanyag-tartalom súly%, C = Fischer-f. kátránytartalom súly%.  
1. Agyagmárga, 2. diatomás agyagmárga, palás agyag, 3. Congeria héjtörmelék, 4. barnaköszénteleg

Fig. 6. Organic matter and bitumen content (Fischer's method) of diatomaceous clay-marl stored in the Skyp dump of the Mine Várpalota S—II

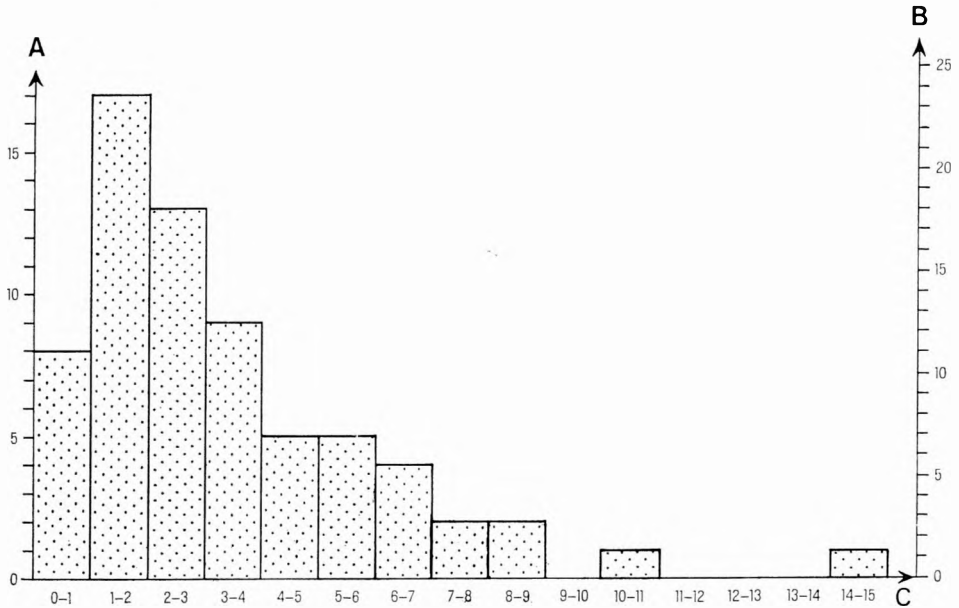
A = number of samples, B = DTA—DTG—TG weight per cent organic matter content, C = Fischer's bitumen content in weight per cent. 1. Clay-marl, 2. diatomaceous clay-marl and shale, 3. Congeria shell debris, 4. brown coal seam

Növényállománya édesvízparti (*Myrica*, *Carya*, *Pterocarya*), láperdei (*Taxodium*), illetve a partokon nedves lomberdő, alárendeltebben szárazabb lomboserdő (*Ulmaceae*), gazdag aljnövényzettel. A *Coniferae*-, a *Fagaceae*- és az *Ulmaceae*-együttes a hűvösebb hegyoldal flóráját adja. Egyes minták (V-128. sz. fúrás 207,0–210,3 m) a fenyőfélék lokális dominanciáját is jelzik.

Azt, hogy egy szerves anyagban dús kőzet olajpalának minősül-e, sok esetben a benne felhalmozódott *Botryococcus* szénhidrogén-termelő algafaj mennyisége határozza meg. A *Botryococcus braunii* alga a várpalotai 27 mintában mindössze 5 esetben volt domináns, tömeges előfordulása, 6 preparátumban azonban egyáltalán nem volt. A fennmaradó 16 mintából készült preparátumban 1–15 db-ot találtak. A *Botryococcus* mennyiségét a minták szervesanyag- ill. *Fischer*-f. kátránytartalmával az 1. táblázatban hasonlítjuk össze. Az itt közölt értékek alapján meglepő módon az látható, hogy fordított arányú a korreláció a minták *Botryococcus* mennyisége és a kőzet derivatográfiás szervesanyag-tartalma között.

Megfigyelhető volt, hogy a 17 súly% feletti szervesanyag-tartalom mellett a minták preparátumaiban 1–3 db *Botryococcus braunii* volt csak. Azon mintákban, melyekben dominált a *Botryococcus*, viszonylag kisebb, 16 súly% alatti volt a szervesanyag-tartalom.

A várpalotai diatomás pala *Diatoma*-gazdagsága HAJÓS M. vizsgálatai alapján fúrásonként és fúrásszelvényen belül is mintánként igen változó. Az együttesben uralkodnak a limnibrakk. euryhalin fajok. Normális sótartalmat igénylő, tengeri maradványok az együttesben nincsenek.

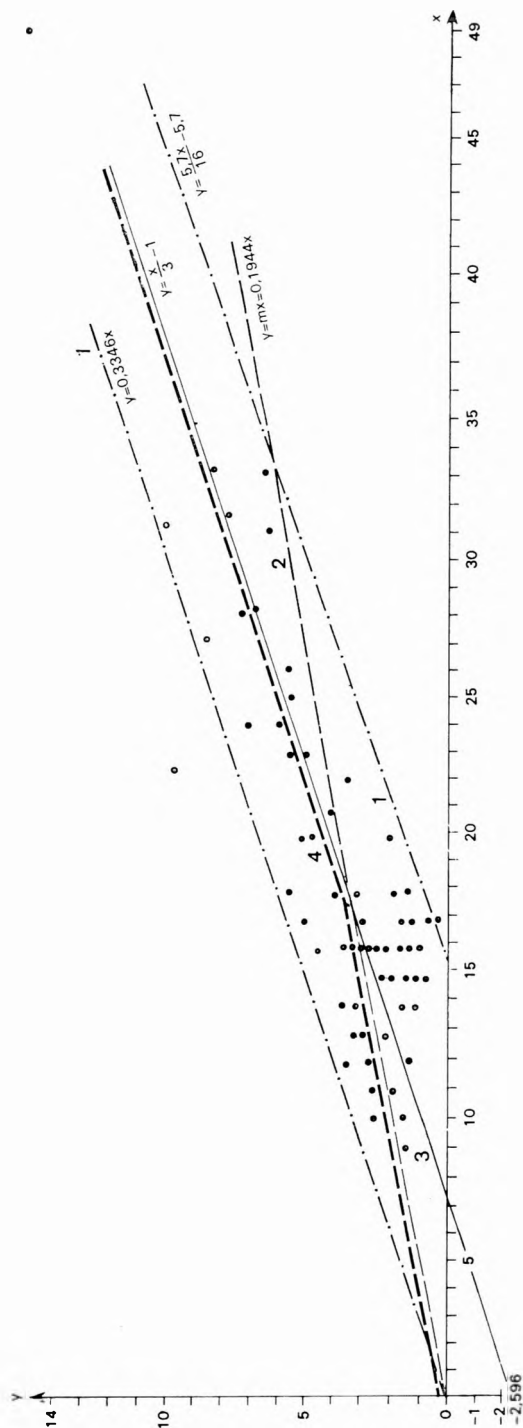


7. ábra. Az agyagmárga *Fischer*-f. kátránytartalmának megoszlása

A = a minták darabszáma, B = a minták db%-a, C = *Fischer*-f. kátránytartalom súly %

Fig. 7. Distribution of the bitumen content (*Fischer*'s method) in clay-marl

A = number of samples, B = sample percentage, C = *Fischer*'s weight per cent bitumen content



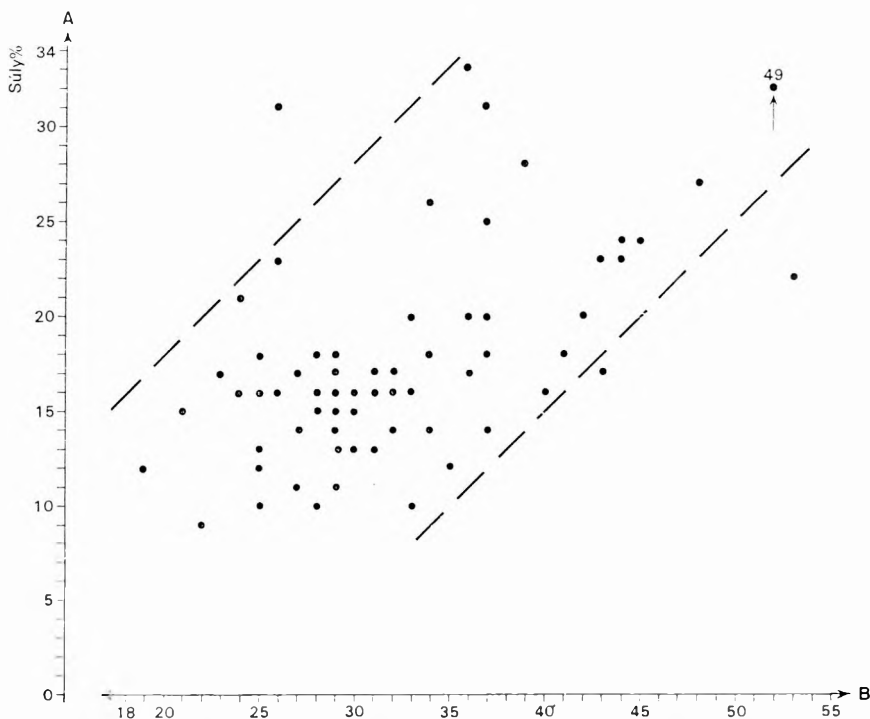
8. ábra. Az agyagmárga szerves anyagának és Fischer-f. kátránytartalmának változása

X: derivatográfias szerves anyag súly%, Y: Fischer-f. kátránytartalom súly%. 1. A korrelációs pontokat határoló egyenesek, 2. a 200 db szervesanyag- és 71 db kátrányelemzés korrelációs egyenese, 3. a 71 db kátránytartalom- és a hozzá tartozó 71 db szervesanyag-elemzés korrelációs egyenese, 4. a szerves anyag és a kátránytartalom változásának földtani értelmezése

Fig. 8. Changes in organic matter and bitumen contents (Fischer's method) of clay-marl

X: weight per cent organic matter content by derivatography, Y: bitumen contents in weight per cent (Fischer's method). 1. Correlation-point-enclosing straight, 2. correlation straight of 200 and 71 analyses for organic matter and bitumen, respectively, 3. correlation straight of 71 bitumen analyses with the same quantity of corresponding results on organic matter, 4. geological interpretation of changes in the organic matter and bitumen contents





9. ábra. Az agyagmárga derivatográfias szervesanyag-tartalmának (A) és Fischer-f. gáztartalmának (B) kapcsolata

Fig. 9. Relationship between derivatographically determined organic matter (A) and gas contents according to Fischer's method (B)

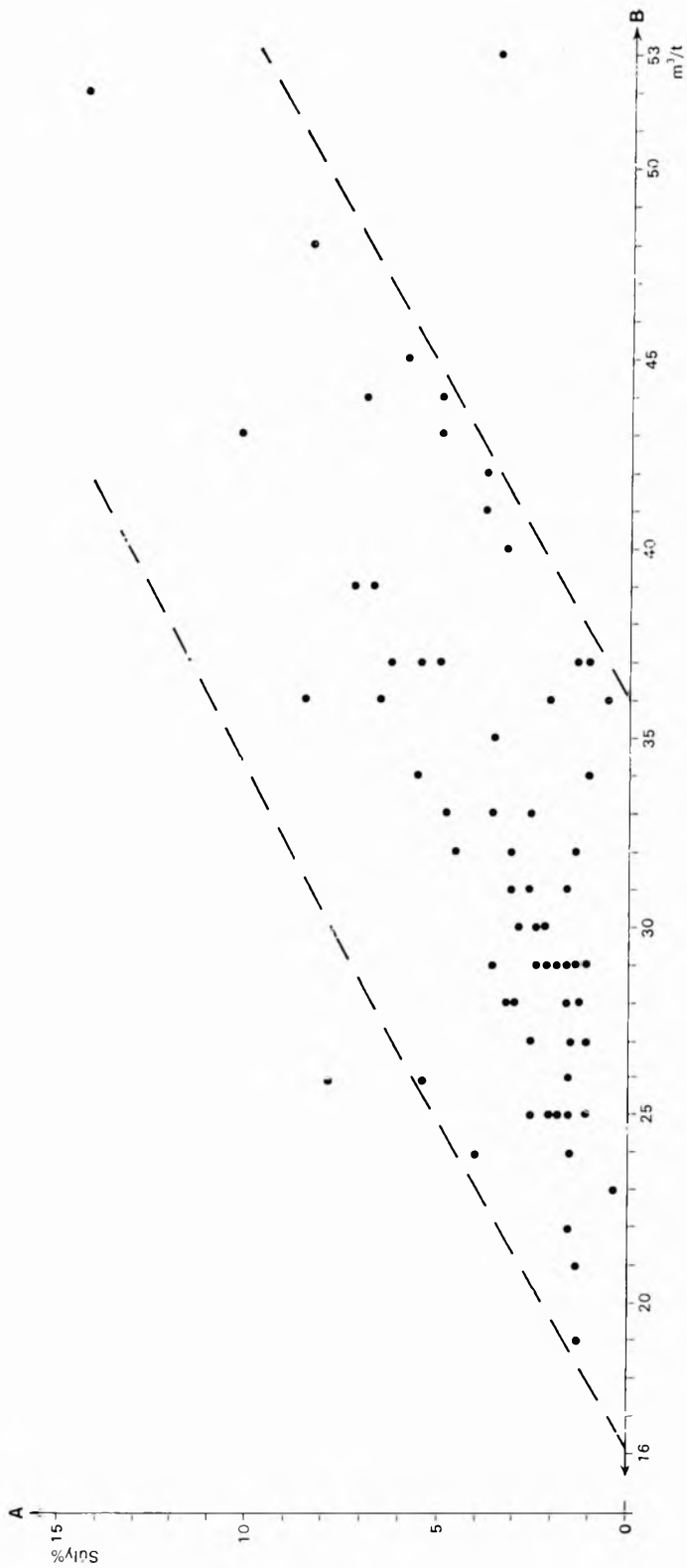
A medence diatomás üledékében sok szenesedett, főként növényi maradvány és kevés Diatoma és egyéb kovásodott fosszília található. Az üledékgyűjtő planktonban gazdag, aránylag mélyvízű, fokozatosan feltöltődő medence volt.

Az üledék — miként a Diatoma flóra is bizonyítja — állóvízben, nyugodt, iszapos aljzaton képződött. A Diatoma maradványegyüttes fajszerű. Elsősorban a planktonok szaporodtak el. A tömegesen előforduló halophyta Coscinodiscus-fajok változékonysága az állóvíz sótartalmának nem csupán a csökkenését, hanem állandó ingadozását is jelzi. A kísérő, vagyis alárendelt számban előforduló fajok többsége limnobrakk. A tisztán édesvizet kedvelők száma jelentéktelen. A rétegsorban a Molluscákon kívül a gazdag spóra-pollen együttes és főleg a plankton Diatoma együttese miohalin-oligohalin sótartalomra utal, amely legfeljebb 5–7‰-es, csökkentsős lehetett.

Összegezésként megállapítható, hogy a Várpalotai-medence diatomás pala összelete elterjedése (50 km<sup>2</sup>), átlagos vastagsága (50 m) és 1 körüli légszáraz térfogatsúlya alapján az alábbi szénhidrogénkészletet tartalmazza:

palaolajkészlete (2,7 súly%) = 68 millió tonna

palagázkészlete (32 m<sup>3</sup>/t) = 80 milliárd m<sup>3</sup>.



10. ábra. Az agyagmárga Fischer-f. kátránytartalmának (*A*) és gázhozamának (*B*) kapcsolata  
 Fig. 10. Relationship between bitumen contents on Fischer's method (*A*) and the gas yield (*B*) of clay-marl

1. táblázat

## A minták algtartalma és a palaolaj mennyisége közötti összefüggés

Fúrás száma	Méterköz	Botryococcusok mennyisége db	Szervesanyag- tartalom súly%	Fischer-féle kát- ránytartalom súly%
V-75.	65,2— 98,7	1—3	< 16	1,3
V-82.	205,0—214,85	—	< 11	
V-90.	173,0—209,9	—	< 22	3,6
V-128.	181,1—206,0	11—15	< 17	1,4
	207,0—210,3	16—∞	< 11	
V-122.	73,2— 98,8	1—3	< 18	3,1
V-212.	167,8—190,5	16—∞	< 15	2,3
	206,0—207,0	—	nyom	
V-317.	95,5— 95,7	1—3	< 13	3,0
	96,1— 96,3	4—5	< 16	
	96,7— 96,9	1—3	< 17	2,3
	97,3— 97,5	—	< 14	
	97,9— 98,1	11—15	< 15	
	98,9— 99,1	11—15	< 16	2,2
	99,1—100,1	1—3	< 12	
	101,9—102,1	4—5	< 15	
	102,9—103,1	11—15	< 11	
	103,5—103,7	1—3	< 31	6,3
	106,9—107,1	16—∞	< 10	
	107,9—108,1	1—3	10—15	
	108,9—109,1	16—∞	9—13	
	109,9—110,0	1—3	< 17	
I-13.	157,0—160,0	—	< 18	
S-II.	bánya meddőhányója	16—∞	< 16	
	bánya	11—15	< 14	

A várpalotai olajpalaösszletnek akár vertikális, akár horizontális, különböző minőségű egységekre bontását a vizsgálati adatok nem tették lehetővé.

A területen megismert 68 millió tonna palaolajkészlet gyenge minőségű olajpalában helyezkedik el. A jelenlegi technológiákkal és a mai árviszonyok mellett az olaj kinyerése még nem volna gazdaságos. Megjegyezzük azonban, hogy amíg 1965-ben a 10 súly% feletti olajtartalmú palát tartották olajtermelésre gazdaságosnak, addig jelenleg in situ módszerrel már az 5 súly%-os palából is előállítanak palaolajat. Jelenleg reális felhasználási lehetőségnek tűnik a cementgyártás kikísérletezése, valamint a szigetelő szálanyag gyártási technológiába adalékanyagként való bevétele.

A várpalotai olajpala hozzáférhetőségét előnyösnek ítéelhetjük meg. A bányászati területrészen pár száz m hosszú falban 1—4 m-es fedővel tárták fel. Itt több tíz millió m<sup>3</sup> olajpalához hagyományos külfejtéssel hozzáférhetünk, annak ellenére, hogy fedővastagsága K felé nő. Vizsgálati adatok szerint a minőség itt az átlagosnál jobb. A többi területen az olajpala külfejtéssel való kitermelését a jelentős fedővastagság teszi gazdaságtalanná.

A mélyművelés kitermelést előnyösen befolyásolja az a tény, hogy a területen a szénbányászat következtében a szükséges technológiai és személyi feltételek adottak. A szénbányászati művelés során hozzávetőlegesen évi max. 1—2 millió tonna olajpala kitermelése is lehetővé válhat. A szénbányászat során jelenleg elengedhetetlenül kitermelésre kerülő meddő feldolgozására érdemes lenne gondot fordítani. A várpalotai szénbányászat távlati fejlesztésénél a fedő diatomás pala szénhidrogén-leadó képességét figyelembe kellene venni.

## IRODALOM

- BAKK L. 1978: A Várpalotai-medencében települő torton korú palásagyag vastagsági izovonalas térképe, feküszintvonalas térképe, fedővastagsági térképe, alapadatok táblázata. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- HAJÓS M. 1979: Jelentés a Várpalota környéki fúrások Diatoma vizsgálatáról. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- JÁMBOR Á.—SOLTI G. 1976: A Balaton-felvidéken és a Kemensháton felkutatott felső-pannóniai olajpala előfordulás földtani körülményei. — Földt. Int. Évi Jel. 1974-ről, pp. 193—219.
- KÓKAY J. 1966: A várpalotai üledékgyűjtő földtana. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- KÓKAY J. 1967: A Bakony-hegység felsőtortonai képződményei. — Földt. Közl. 91. 1. pp. 74—90.
- KÓKAY J. 1976: Geomechanical investigation of the southeastern margin of the Bakony Mountains and the age of the Litér fault line. — *Acta Geol.* 20, pp. 3—4.
- KÓKAY J. 1977: A várpalotai medence mélyfúrásainak táblázatos összeállítása. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- KÓKAY J. 1978: Magyarázó a várpalotai 10 000-es térképlap miocén rétegtanához. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- RAVASZ CS. 1977: Prospekciós olajpala-kutatás a Dunántúli-középhegységben. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- RÓNAI A.—SZENTES F. 1972: Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. L-34-VII. Székesfehérvár. — Földt. Int. Kiadv.
- SOLTI G. 1978: A várpalotai-medence olajpala prognózisa. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- SOLTI G. 1979: A várpalotai olajpala. — Földt. Int. Adattár, kézirat.

## OIL SHALE AT VÁRPALOTA

by

G. SOLTI

The Várpalota Basin lies in the S foreland of the Bakony Mountains. The substratum of this basin is made up of SW—NE striking belts of Palaeozoic and Mesozoic formations which get gradually younger from the southeast to the northwest. The youngest rock is the Hauptdolomit which limits the basin from the north. In the south, the basin is bordered by surface blocks (Szárhegy, Füle, Balatonfőkajár) of the oldest (Silurian to Carboniferous) rocks.

Here in the Neogene (mainly Badenian) basin-filling there is a diatomaceous clay-marl complex, which turned out to be oil shale.

It covers an area of 50 km<sup>2</sup> and averages 50 m in thickness. This diatomite-bearing complex is lithologically homogeneous, except for the presence of an interbedded rhyolite tuff layer which is 14.6 ± 0.4 million years old according to K/Ar dating.

The overlying series is 0.0 m to 313.6 m thick. The oil shale is exposed in the abandoned open pit mine area of Bántapuszta, but it turns to be buried by water-saturated Sarmatian and Pannonian beds that grow thicker towards the west.

In the Várpalota Basin, a total of 200 samples was taken from 22 sections. Analyzed by X-ray derivatography, the material was found to contain, on an average, 15.33 weight per cent organic matter.

As determined by *Fischer's* method on 71 samples, the mean shale oil content of the rock is 3.4 weight per cent. As correlated with the total organic matter content, the mean bitumen content comes to 2.74 per cent. This value indicates a low-quality oil shale. Accordingly, the Várpalota Basin would store 68.5 million tons of shale oil in the diatomaceous clay-marl complex. Given the average 32 m<sup>3</sup> per ton gas content of the rock, this would mean an estimated 80 billion m<sup>3</sup> of gas reserves.

Considering technological facilities available and the present-day market conditions, the exploitation of this oil shale is for the moment uneconomical. To run technological tests with a view to its use in manufacturing cement and additives for fibrous insulators, however, seems to be realistic.

It seems worthwhile to pay attention to the utilization of waste rocks actually thrown away during the mining of coal. As for the future, the extractable hydrocarbon content of the diatomaceous shale should be taken into account in further coal mining developments in the Várpalota Basin.



## A DUNÁNTÚLI-KÖZÉPHEGYSÉG ÉS KÖRNYÉKE SZÉNHIIDRÓGÉN-FÖLDTANI VIZSGÁLATA

HORVÁTH I. — ÓDOR L. — DUDKO A. — DARIDÁNÉ TICHY M. — BIHARI D.

A Dunántúli-középhegységre az Országos Kőolaj és Gázipari Tröszt megrendelésére elkészített szénhidrogén-prognózis két részletét mutatja be a dolgozat:

1. Ismerteti — 1035 minta vizsgálata alapján — a legfontosabb szervesgeokémiai paraméterek értékeit, a különböző földtani korú összletek szervesszén- és bitumoidtartalmát (%). Bemutatja az elvégzett hőtörténeti rekonstrukciót, megadja a 60 °C, 100 °C és 150 °C-os geoizoterma-felszínnek mélységét és egyéb, a szerves anyag állapotára vonatkozó mutatókat ( $R^{\circ}$  max, konzervációs index, agyagásványok diagenézise).

Valamennyi vizsgálat alátámasztja, hogy: szénhidrogén-képződés valószínűsíthető az alsó-, a középső- és a felső-triász (karni márga) összletben, a középső-kréta képződményekben, valamint a hegység peremi sülyedékeinek 100 °C-ot meghaladó hőmérsékletű neogén összletében.

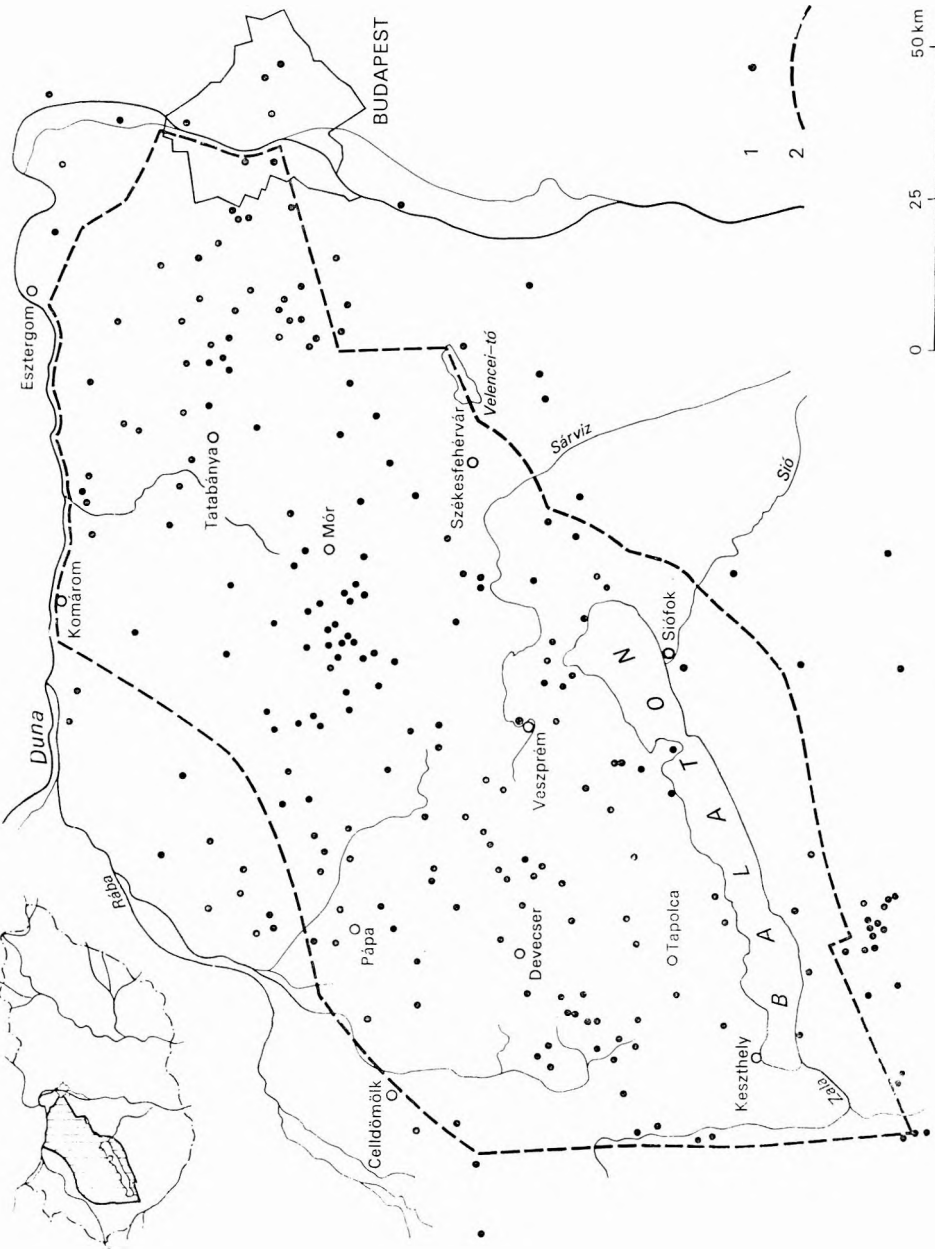
2. A becslési módszer földtani alapját három üledékképződési ciklus [I. perm — alsó-kréta (cenomán); II. felső-kréta (szenon) — paleogén; III. neogén] adja, amelyekkel szoros kapcsolatban lehet a három valószínűsíthető szénhidrogén-képződési szakasz. Példaként bemutatásra kerül az I. szakasz [perm — alsó-kréta (cenomán)], a földtani felépítés és szerkezetalakulás figyelembevételével megválasztott migrációs és akkumulációs faktorok, a megszerkesztett térképváltozatok s a becslés menete a szükséges paraméterek feltüntetésével stb. A szerzők a becslés hibaforrásait is felsorolják.

### Bevezetés

Az Országos Kőolaj és Gázipari Tröszt megbízása alapján feladatunk volt a terület (1. ábra) földtani, szerkezetföldtani, geofizikai, hidrogeológiai és szénhidrogén-földtani adatainak összegyűjtése, térképi feldolgozása és értékelése, a szénhidrogén-geokémiai vizsgálatok elvégzése és a szénhidrogén-prognózis elkészítése.

A megelőző térképezési adatokat összefoglaló 1:100 000 méretarányú fedetlen földtani térképen (MÁFI Középhegységi Osztály) túlmenően számos nyersanyagkutató- (barnakőszén-, bauxit-, hasadóanyag-, víz-, szénhidrogén-) fúrás eredményét is felhasználtuk. A terület felszínközeli földtani ismeretessége a feladat szempontjából jónak tekinthető, a szűkebben vett hegységi terület mélyföldtani megkutatottsága azonban rossz (pl. nincs 1200 m-nél mélyebb fúrás).

Az anyagvizsgálatokkal a következő fontos kérdéseket kívántuk megválaszolni. Melyek azok az összletek, amelyek jelentős szórt szervesanyag-tartalmuk



*I. ábra.* A Dunántúli-középhegység vizsgált területe

1. A vizsgálatra megmintázott fúrások, 2. a szénhidrogén-készlethez szükséges határa

*Függ. I.* Area of study in the Transdanubian Central Mountains

1. Boreholes sampled for examination, 2. boundary of the hydrocarbon resources appraisal



miatt (szerves szén) a szénhidrogén-képződés potenciális, ill. — megfelelő földtani körülmények között — tényleges színhelyei lehettek? A bitumoid-adatok segítségével tisztázni kellett, ténylegesen keletkeztek-e folyékony szénhidrogének a kőzetekben, megindult-e migrációjuk? A szerves anyag átalakulásának (metamorfózisának) vizsgálatával pedig le kellett határolni a szénhidrogén-keletkezés jelenlegi zónáit, ill. a hegység és környezete földtani fejlődése során korábban létezett zónákat.

A feldolgozott adatok komplex kőolajföldtani értelmezését követően meghatároztuk a lehetséges szénhidrogénképző közettömegeket, megbecsültük a leadott és akkumulálódott szénhidrogének mennyiségét s megítéltük a kutatási terület szénhidrogén-perspektíváit.

Az értékeléshez 1035 minta anyagvizsgálati eredményét használtuk fel [szerves szén, bitumoid, IR, konzervációs index, vitrinit-reflexióképesség ( $R^\circ$ ) adatok]. A terület képződményeinek földtani megkutatottsága, a szénhidrogén-geokémiai vizsgálatokra igénybe vehető mélyfúrások területi eloszlása — ebből következően a mintázás, ezen felül a minták mélységközönkénti és koronkénti megoszlása is egyenetlen.

A következőkben csupán a munka két részletével, nevezetesen az anyagvizsgálati eredmények — a legfontosabb szerves geokémiai paraméterek — bemutatásával, a belőlük a szénhidrogén-keletkezés törvényszerűségeire levonható következtetések ismertetésével, majd a Dunántúli-középhegység területére kialakított prognosztikus becslési módszerrel foglalkozunk.

## 1. Az anyagvizsgálati eredmények bemutatása

### *A szervesszén-adatok vizsgálata*

A szénhidrogén-kutatás tapasztalataiból ismeretes, hogy a kőzet térfogategységében képződött szénhidrogének mennyisége arányos a szerves szén kezdeti koncentrációjával. Az 1. táblázat mutatja az összletek átlagos szerves szén %-értékeit.

1. táblázat

**A szervesszén- és bitumoidtartalom átlagértékei  
a Dunántúli-középhegységre**

Kör	Szerves C átlag (%)	Bitumentartalom átlag (%)	Mintaszám (db)
Pl <sub>2</sub>	0,354	0,0206	48
Pl <sub>1</sub>	0,579	0,0499	42
M	0,297	0,0466	70
Ol	0,262	0,0234	87
E	0,466	0,0498	49
K <sub>2</sub>	0,227	0,0102	75
J-K <sub>1</sub>	0,157	0,0179	56
T <sub>3</sub> földolomit és dachsteini mészkő	0,096	0,0117	103
T <sub>3</sub> karni márga	0,230	0,0185	74
T <sub>2</sub>	0,396	0,0306	20
T <sub>1</sub>	0,073	0,0160	113
P <sub>2</sub>	0,062	0,0053	89
Pz	0,083	0,0178	34

2. táblázat

## A szerveszén-határértékek (0,3 illetve 0,5%) gyakorisági %-a

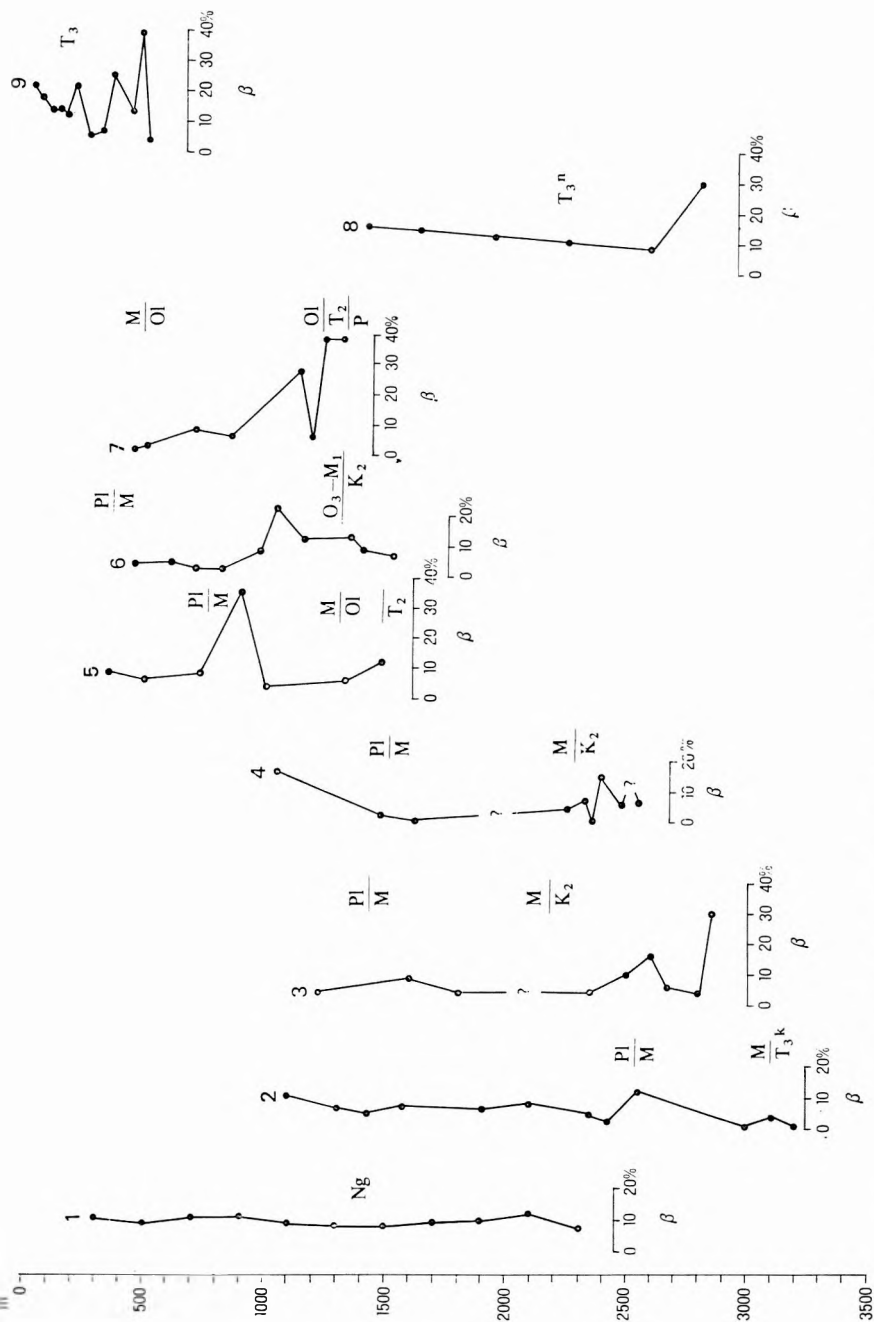
Kor	Karbonátos képződmények	Türmelékes képződmények
	A szerves C > 0,3% értékek gyakorisági %-a	A szerves C > 0,5% értékek gyakorisági %-a
Pl <sub>2</sub>	—	18
Pl <sub>1</sub>	67	39
M	64	21
Ol	—	5
E	17	32
K <sub>2</sub>	18	17
J-K <sub>1</sub>	11	—
T <sub>3</sub> földolomit és dachsteini mészkő T <sub>3</sub> karni márga	10	11
T <sub>2</sub>	47	33
T <sub>1</sub>	< 1	< 1

Megjegyzés: karbonátos képződményekben a CaCO<sub>3</sub> > 40%

Mintaanyagunk esetenként lehetővé tette a szervesanyag-tartalom változásának részletes, szelvényyszerű vizsgálatát is, de a szerveszén-koncentráció követésére (izovonalas ábrázolásra) nem adott módot. Az elemzési adatok statisztikus feldolgozása biztosította, hogy a megvizsgált képződményekre vonatkozó mintatömegben belül meghatározhassuk azoknak a mintáknak a számát, ill. közvetve az összlet térfogatának azt a hányadát, amelyben a szerveszén-tartalom bizonyos határértéket meghalad (2. táblázat). Ezeknek a határértékeknek a megválasztása a szénhidrogén-geokémiai tapasztalatokon alapszik, amelyek szerint kis szervesanyag-tartalmú kőzetekben is generálódnak szénhidrogének, de ezek nem viselkednek „anyagkőzetként”, s nem vesznek részt figyelemre méltó méretű szénhidrogén-telepek kialakításában.

## A bitumoidadatok vizsgálata

Az üledékek szórt szerves anyaga kémiai folyamatok révén a hőmérséklet függvényében részben kőolajalkotókká alakul. A bitumoid-vizsgálattal megismerhetjük az intenzív kőolaj-keletkezés mélységközét, a kőolajalkotóknak az üledékes összleten belüli mozgását. Az 1. táblázat tartalmazza az átlagértékeket. PHILIPPI (1956) a 0.015% bitumoidértéknél határolta el a gyenge és a közepes minőségű „anyagkőzeteket” a kőolajképződés zónájában. További összefüggéseket a bitumentartalom/szerves C hányados, az ún. bitumenkoefficiens ( $\beta$  érték) segítségével vizsgáltunk. A folyamatosan süllyedő és feltöltődő neogén üledékes medencékre vonatkozóan a bitumenkoefficiens vizsgálataival a kőolajképződés jelenlegi zónáját határozhatjuk meg. A neogénnél idősebb, bonyolult felépítésű és földtani fejlődéstörténetű területekre azonban (mint amilyen a Dunántúli-középhegység is), ahol bizonyos, hogy a kőolajképződésnél számításba vehető összetételek helyzete az idő során megváltozott (kiemelkedés, erózió), elvileg sem várható, hogy a bitumenkoefficiens tükrözze az eredeti viszonyokat. Néhány szelvényt a 2. ábrán mutatunk be.



2. ábra. A  $\beta$  koeficiens kapcsolata a jelenlegi települési mélységgel

1. A neogénre összevontan (132 adat), 2. Gönyű 1. sz. f., 3. Vinár 1. sz. f., 4. Celdömök 1. sz. f., 5. Tököl 1. sz. f., 6. Pápa-Textilgyár Vízmű f., 7. Visegrád, Lepence-pataki f., 8. Kehida 3. sz. f., 9. Vállus 3. sz. f.

Fig. 2. Relationship between the  $\beta$  coefficient and the actual depth of occurrence

1. Data (132) related generally to the Neogene, 2. borehole Gönyű 1, 3. borehole Vinár 1, 4. borehole Celdömök 1, 5. borehole Tököl 1, 6. borehole of the Pápa Textile Factory Waterwork, 7. borehole of Lepence-patak by Visegrád, 8. borehole Kehida 3, 9. borehole Vállus 3

A kőzetek megnövekedett bitumenességét általában a terrigén kőzetek esetében az 5%-nál, a karbonátos kőzetek esetében a 10%-nál nagyobb bitumenkoefficiens jelezheti. A 2. ábrán a  $\beta$  értékek néhány figyelemreméltó maximumát láthatjuk, de a nagyfokú változékonyság is leolvasható. A középhegység peremi, neogén összlete egészére (100—2400 m-ig vizsgálhattuk) az összevont  $\beta$  értékek a mélység szerint nem mutatnak érdemleges változást. BALÁZS A. és KONCZ J. (1975) a Lovászi—Budafa és Resznek—Kotormány környéki neogén képződményekre a 15%-os maximális bitumenkoefficiens a 2,5—3,0 km-es mélységben észlelték.

A bitumoidok összetételének vizsgálata (minőségi adatok; néhány csoportösszetétel meghatározása és infravörös spektroszkópiás adat) alapján a fúrási szelvényeken elkülönítettük az allochton bitumoiddal jellemezhető szakaszokat.

### *A szerves anyag átalakulásának vizsgálata*

Közvetlen adatok [konzervációs index, vitrinit-reflexióképességi ( $R^\circ$ ) értékek; a kőszenek szénülésfoka; az agyagásványok diagenezise] és közvetett paraméterek (geotermikus adatok, hőtörténeti rekonstrukció) segítségével jutottunk el az üledékek szórt szerves anyaga átalakulási fokának meghatározásához. Fontos mutató ez a szénhidrogén-keletkezésre legreményteljesebb mélységközök megállapításánál. Segítségével kijelölhető a felső gázzóna és az olajzóna ill. az olajzóna és az alsó gázzóna határa a terület földtani szelvényében. (A szerves anyag átalakulási fokának mérésére szolgáló skálákat mutat be a 3. ábra.)

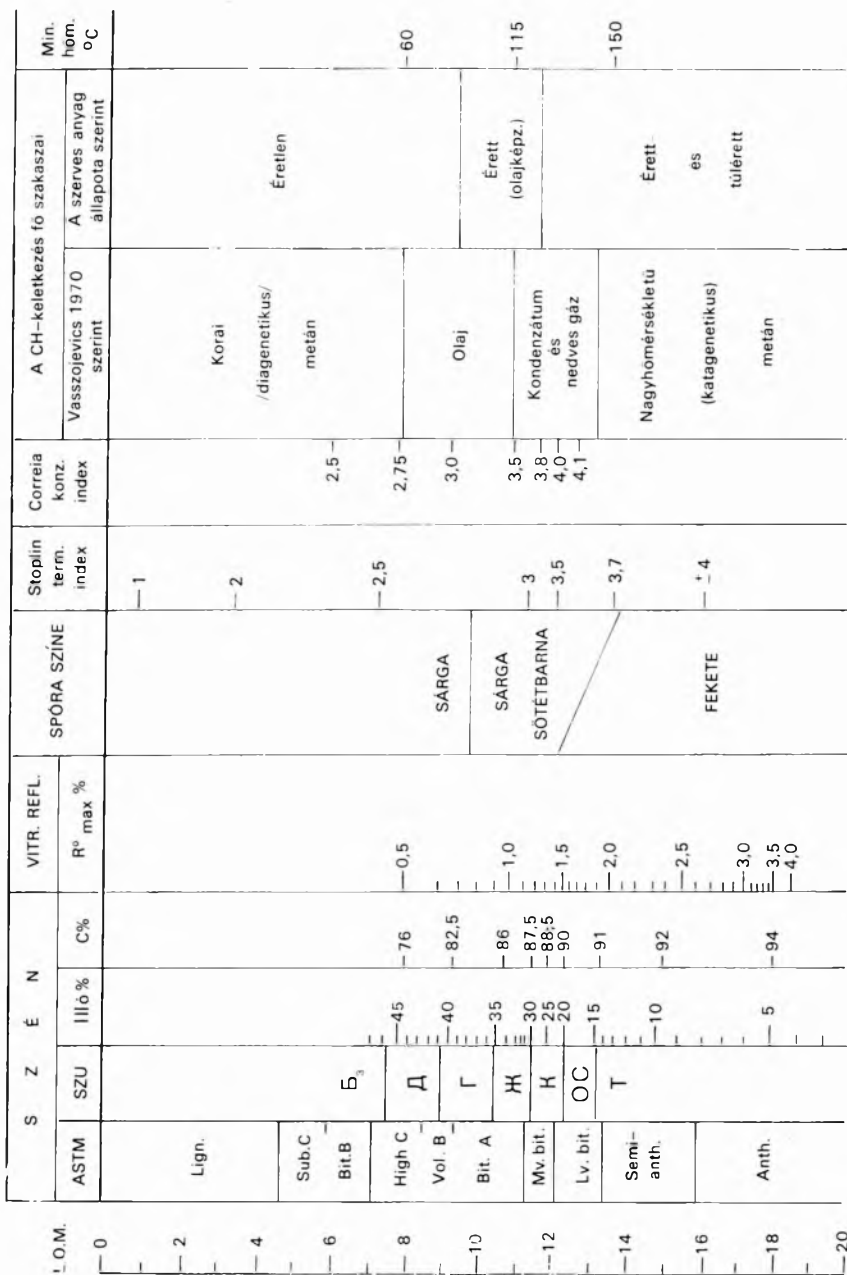
A konzervációs index legjobban a neogén összlet jellemzésére használható: a 0—500 m közötti mélységköz 2,03 értékéről a 2000—2500 m közötti mélységközben 2,68-ra növekszik az index (az olajzóna határa 2,75). Ebből következik, hogy a neogénben 2500—3000 m mélységközben húzódik az olajzóna határa. A nagy vastagságú paleogén üledékek területén e paraméter szerint mind az eocén, mind az oligocén összlet szerves anyaga érett. Az adatok alapján a szilur, a devon, a perm és az alsó-triász képződmények konzervációs indexei szintén meghaladják a 2,75-ös értékeket. A felső-triászra vonatkozó adatok zöme azonban már éretlen szerves anyagra utal. (A karbonátos üledékek szerves anyagának konzervációs indexe a törmelékesekehez képest a tapasztalatok szerint eltérően alakul ill. visszamarad.) Így a Dunántúli-középhegység szűkebb területén a felső gázzóna és az olajzóna határa — a meglévő néhány adat alapján — a mezozoikumban a középső-triász tetejére — felső-triász aljára valószínűsíthető.

A kisszámú vitrinit-reflexióképességi adat (IHAROSNÉ LACZÓ I.) főleg az eocén (Lencse-hegy és XXI. akna) és oligocén (Mogyorósbánya) kőszenekre és meddőkra ill. a karni márgára (Bakonyszücs-1. sz. f. 798,0 m) vonatkozott. Az alábbi átlagértékek adódtak:

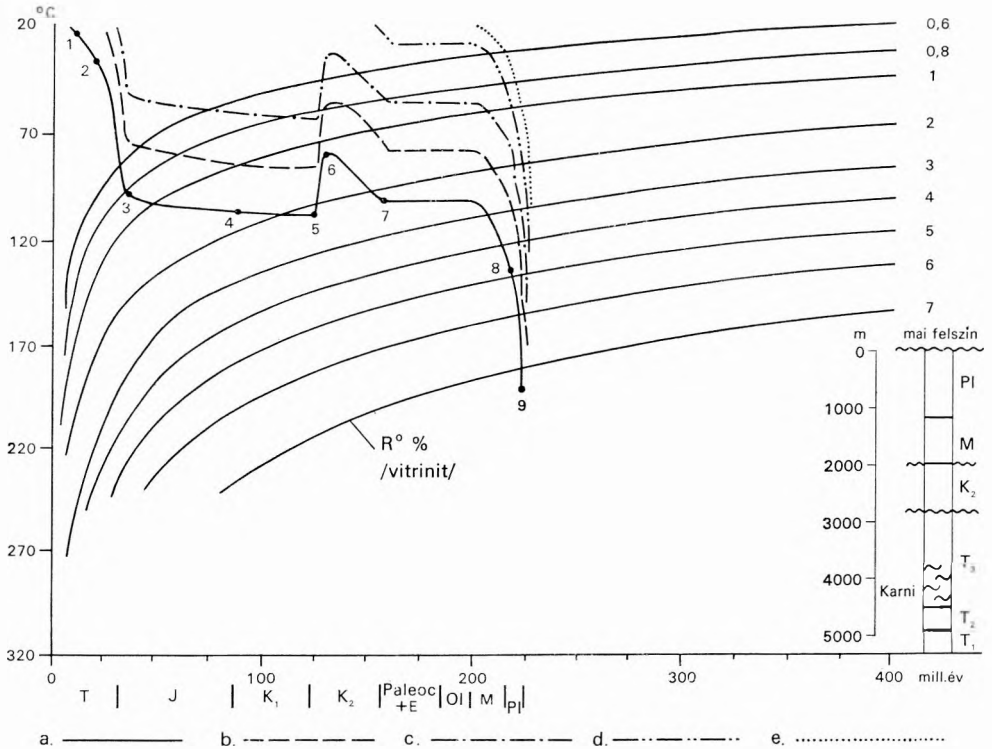
<i>Kor</i>	<i>Mintaszám (db)</i>	<i>R° (%)</i>
Oligocén	2	0,467
Eocén	13	0,51
Karni	1	0,8

(Az olajzónát a 0,6— kb. 1,2  $R^\circ$  %-értékek jelzik.)

A Dunántúli-középhegység kőszeneinek szénülési foka (kréta időszi: fényes barnakőszén: eocén kori: fényes-kemény barnakőszén ill. helyenként



3. ábra. Skálák a szerves anyag átalakulási fokának mérésére (HOOD et al. 1975, CORREIA — PENIGUEL 1975 után kiegészítve)  
 Fig. 3. Scales for the extent of the organic matter transformation (taken as complemented after HOOD et al. 1975 and CORREIA — PENIGUEL 1975)



4. ábra. Betemetődési—hőtörténeti rekonstrukció a Dunántúli-középhegység DNy-i részére

A rétegsor ill. a földtörténeti eredmények: 1. T<sub>1</sub> 600 m, 2. T<sub>2</sub> 400 m, 3. T<sub>3</sub> karni 800 m, T<sub>3</sub> földol. 1200 m, T<sub>3</sub> dachst. mészkő 500 m, 4. J 300 m, 5. K<sub>1</sub> 300 m, 6. lepusztult összesen 1400 m (K<sub>1</sub>, J, T<sub>3</sub>), 7. K<sub>2</sub> 800 m, 8. M 800 m, 9. Pl 1200 m. — a) A T<sub>1</sub> aljának helyzete, b) a T<sub>3</sub> (karni) aljának helyzete, c) a T<sub>3</sub> karni tetejének helyzete, d) a K<sub>2</sub> aljának helyzete, e) a M aljának helyzete. —  $gm_{mez.} = 40$  m/°C,  $gm_{karni.oz.} = 20$  m/°C. A felszíni átlaghőmérséklet = 10 °C

Fig. 4. Reconstruction of the burial and thermal history of the SW Transdanubian Central Mts

Geological sequence i. e. products of geo-evolution: 1. T<sub>1</sub> 600 m, 2. T<sub>2</sub> 400 m, 3. T<sub>3</sub> Carnian 800 m, T<sub>3</sub> Hauptdolomit 1200 m, T<sub>3</sub> Dachsteinkalk 500 m, 4. J 300 m, 5. K<sub>1</sub> 300 m, 6. eroded off in total 1400 m (K<sub>1</sub>, J and T<sub>3</sub>), 7. K<sub>2</sub> 800 m, 8. M 800 m, 9. Pl 1200 m. — a) Situation of the base of T<sub>1</sub>, b) situation of the base of T<sub>3</sub> (Carnian), c) situation of the top of T<sub>3</sub> (Carnian), d) situation of the base of K<sub>2</sub>, e) situation of the base of M. —  $gm_{mez.} = 40$  m/°C,  $gm_{karni.oz.} = 20$  m/°C. Mean surface temperature = 10 °C

láng-, sőt gázkőszén: oligocén: lágys és fényes, miocén kori: lágys barnakőszén) általában nem éri el a lángkőszén állapotot (az illó nagyobb 36–48%-nál, a fix szén kisebb 52–58%-nál), így a kőolajképződés zónája a kőszenes területeken e paraméter alapján mindenütt a paleogén, ill. a felső-kréta alatt húzódik.

A permnél idősebb képződmények az agyagásvány-vizsgálatok révén (anchimetamorf állapotúak) a szénhidrogén-képződés alsó gázzónájába sorolhatók.

A szerves anyag átalakultsági fokát közvetetten annak a hőmérsékletnek a becslésével kívántuk megadni, amelyet az adott összlet földtani fejlődésme- nete során elérhetett. A Dunántúli-középhegység geotermikus adataiból kiindulva megszerkesztettük a 60 °C, a 100 °C és a 150 °C geozoterma felszínek mélységi és vázlatos földtani térképét. A 60 °C-os geozoterma felület 500–2000

m t. sz. a.; a 100 °C-os felület 750—3000 m t. sz. a.; a 150 °C-os felület pedig 1500—>4000 m t. sz. a. mélységben helyezkedik el. [A kőolaj-keletkezés zónájának eléréséhez a fiatal (pl. neogén) összletnek nagyobb (100—110 °C) hőmérsékletre kell jutnia, míg a földtanilag idős képződményeknél a kőolajképződés már kb. 60°-on megindul (CONNAN 1974), 150 °C feletti hőmérsékleten megindul a folyékony szénhidrogének krakkolódása.] Ezek a geoizoterma térképek megadják — a jelenlegi hőmérsékleti állapotnak megfelelően — a kőolajképződés zónájában levő összleteket.

A Dunántúli-középhegység eltérő földtani felépítésű területeire betemetődési—hőtörténeti rekonstrukciót is végeztünk (4. ábra). Így próbáltunk választ kapni arra a kérdésre (a közvetlen anyagvizsgálati eredményeken túlmenően), hogy a szénhidrogén-keletkezés szempontjából fontosnak ítélt összlet a földtörténet során mikor és milyen mélységben érte el az olajkeletkezés zónahatárát. Mivel a szerves anyag átalakulását mind a süllyedéssel növekvő hőmérséklet, mind pedig a képződmény leülepedése óta eltelt idő hossza befolyásolja, nyilvánvaló, hogy a hőtörténet megrajzolásához lehetőleg pontos rétegtani, vastagsági és geotermikus adatok szükségesek a vizsgált összlet teljes élettartamára vonatkozóan. A rekonstrukciót (BOSTICK 1973 és HOOD et al. 1975 szerint) elvégeztük: *a*) a középhegység É-i részére, *b*) a DNy-i részére (4. ábra), *c*) a Bakony—Vértes ÉNy-i előterére, *d*) a Gerecsére, *e*) a Balatonfelvidékre: a megfelelő összletvastagság és hővezetőképesség figyelembevételével 40 m/°C-os (mezozoikum) ill. 20 m/°C-os (neogén) geotermikus mélységlépcső értékkel. A rekonstrukció eredményeit az anyagvizsgálati adatokkal egybevetve értékeltük, s megvizsgáltuk a középhegység viszonylag folyamatos üledéksorainak (alsó-triász—középső-kréta: középső-kréta—oligocén; miocén—pliocén) betemetődési ill. hőtörténeti eseménysorát is. Részletezésre itt nincs módunk, az eredményekre a későbbiekben térünk ki.

#### *Az anyagvizsgálati eredmények összefoglalása*

A szerves anyag átalakultsági fokának vizsgálata nyomán a Dunántúli-középhegység földtani szelvényében kijelölhetők a jelenleg a kőolajképződés zónájában levő ill. a földtörténet korábbi szakaszában ezt már megjárt összletek. A földtani elemzés alapján figyelmet fordítottunk azokra a képződményekre is, amelyekben az ismételt mélybesüllyedés következtében újólág is keletkezhetek szénhidrogének. Az olajzóna és az alsó gázzóna határa a vizsgálati eredmények és a jelenlegi települési mélység alapján tehát a permnel kezdődő üledékciklus aljától a középső-triász közepéig terjedhet, a permnél idősebb képződmények (átalakulási fokukat tekintve) kizárhatók a szénhidrogén-prognózisból. Az olajzóna és a felső gázzóna határa pedig a mezozoikumban a középső-triász—felső-triász határtól a szenonig terjedhet. A terület peremén levő neogén képződményekben kb. 2500—3000 m mélységben húzódik a felső gázzóna és az olajzóna határa.

A fentiekben túlmenően további kritériumként kell felhasználnunk a kőolajkeletkezésre érdemlegesnek tartott összletek meghatározásához a szerves geokémiai alapparamétereket (szervesszén- és bitumoidadatokat). Az 1. és 2. táblázat tanúsága szerint a permli vörös színű üledékek kis szervesszén-tartalmuk miatt a szénhidrogén-keletkezésnél nem vehetők figyelembe. A középső-triász karni üledékek szervesszén-átlaga jelentős, bitumoidtartalmuk alapján az alsó- és középső-triász valamint a karni képződmények egyaránt a közepes

minőségű „anyakőzet”-kategóriába sorolhatók. A középső-kréta összlet is megfelel a kőolaj-keletkezés kritériumainak — ugyanígy a peremi miocén — pannóniai sorozat, mind szervesszén-tartalma, mind bitumoidtartalma alapján.

Összefoglalóan megállapíthatjuk, hogy valamennyi szénhidrogén-geokémiai vizsgálat alátámasztja: jelentős folyékony szénhidrogén-képződés valószínűsíthető az alsó-, a középső- és a felső-triász (karni márga) összletben, a középső-kréta képződményekben, valamint a Dunántúli-középhegység peremi süllyedékeinek 100 °C-ot meghaladó hőmérsékletű neogén összletében.

## 2. A becslési módszer kialakítása

A prognosztikus szénhidrogén-készletek becslési módszerének kialakításánál figyelembe vettük a hazai készletbecslési tapasztalatokat és eljárásokat (KERTAI 1962, BALÁZS—KONCZ 1975, DANK 1974, TÓTH 1975), valamint a KGST ajánlásokat és paramétereiket (KGST 1974). Ezek részletezésére nem térünk ki. A választott módszer lényegében a KGST ajánlásra alapozott terfogatgenetikai — geokémiai módszer, amely a földtani felépítés és fejlődés menet megfelelő részletességű ismeretét igényli és az összletek szénhidrogén-potenciáljának becslésére a szerves geokémiai alapparamétereiből kikövetkeztethető szénhidrogén-generáló képességet használja. A módszer elvileg a szénhidrogének képződési, migrációs és akkumulációs folyamatainak önállóságán és körülhatárolhatóságán alapszik. Megkívánná, hogy a becslésbe bevont valamennyi összletre részletes és megbízható adataink legyenek a szingenetikum (autochton) és migrációs (allochton) bitumoidok kémiai összetételéről és mennyiségéről. Ezekkel a speciális szerves geokémiai mutatókkal azonban nem rendelkezünk, ezért a Dunántúli-középhegység területére a migráció mértékét kifejező, anyagvizsgálatokra alapozott faktorokat nem tudtunk meghatározni. A földtani felépítés és szerkezetalakulás figyelembevételével igyekeztünk tehát becsülni ezeket a mutatókat. Mielőtt a részletezésre kitérnénk, tekintsük át vázlatosan a módszer földtani alapjait.

### *A szénhidrogén-keletkezés szakaszossága*

A szénhidrogén-generálódás ismert feltételei alapján a Dunántúli-középhegység földtani felépítése, fejlődéstörténete — az egyes földtörténeti időszakokra rekonstruált betemetődési (ill. hő-) történet — figyelembevételével a területen valószínűsíthető szénhidrogén-képződés több szakaszban lejátszódó folyamat volt. Kapcsolata az üledékképződési ciklusokkal szoros. Így pl. a felső-perm — alsó-kréta üledékképződési ciklusban már a lerakódás folyamán megindult az intenzív folyékony szénhidrogén-generálódás. A felső-kréta — paleogén, majd a neogén üledékképződési ciklusban egyrészt az idősebb képződmények (esetleg ismételten), másrészt a ciklusban keletkezett összletek mélyebb szintjei jutottak a kőolajképződés viszonyai közé. Ennek megfelelően a Dunántúli-középhegység esetében három szénhidrogén-képződési szakasszal számoltunk:

- I. a perm — alsó-kréta (cenomán) üledékképződés
- II. a felső-kréta (szenon) — paleogén üledékképződés
- III. a neogén üledékképződés.



E ciklusokban — a gyakorlati megközelítés céljaira — viszonylag folyamatos üledékképződést tételeztünk fel. A három ciklust jelentős és területileg különböző mértékű lepusztulási időszakok, szerkezetalakulás választhatta el egymástól. Ennek ellenére az egyes ciklusokban a Dunántúli-középhegység a szénhidrogén-képződés migráció—akkumuláció folyamatait tekintve megközelítően önálló rendszernek vehető.

Mielőtt példaképpen bemutatnánk a perm—alsó-kréta üledékképződési időszakon belüli szénhidrogén-keletkezési szakasz (I. szakasz) jellegzetességeit, röviden kitérünk a migrációs ill. akkumulációs faktorok megválasztásának és a geokémiai paramétereknek (szén határérték% és bitumoidtartalom) a becslésben használt módjára:

— A migrációs tényezőt mindhárom szénhidrogén-generáló szakaszban azonosnak tekintettük, míg az akkumulációs tényező (amely a folyamatos mai állapotra vetített végeredményt adja) tartalmazza a tárolószintek és a zárószintek mennyiségére, helyzetére, a szerkezetek számára és jellegére, a hidrodinamikai rendszerekre stb. és a telepek földtörténeti időszakon keresztül történő megőrződésének lehetőségeire vonatkozó információkat. Igyekeztünk tehát kifejezni az egyes szakaszokon belül a felhalmozódás területrészenként lehetséges eltérő mértékét (záróképződmények léte, ill. hiánya!).

— A készletbecslési módszernél a számítások egyik változatában a szerves szén határérték%-át nem vettük figyelembe s a ciklusok teljes üledéktömegére (a durvatörmelékes üledékek kihagyásával) becsültünk szénhidrogént (KGST ajánlás). A számítás másik változatánál csak a nagy szervesanyag-tartalmú összleteket (geokémiai tapasztalatok alapján a meszes üledékekre 0,3%, ill. a törmelékesekre 0,5% szerves szén fölött) tekintettük „anyagövet”-nek, és csak a szervesszén-határértéknél nagyobb szerves szénet tartalmazó összletekre (szűkebb értelemben vett effektív szénhidrogénképző összetlet) számoltunk szénhidrogén-készletet — természetesen a megfelelő bitumoidértékek figyelembevételével.

A kétféle változatban elvégzett számítás lehetővé teszi, hogy a térfogatos genetikai—geokémiai módszerrel adható becslés minimális-maximális értékeihez jussunk. A következőkben példaként bemutatjuk az I. szakaszra vonatkozó becslés menetét.

### *Az I. szénhidrogén-képződési szakasz*

A perm—alsó-triász üledékciklusra megszerkesztettük az elterjedési-facies és vastagsági térképeket. Rendelkezésünkre álltak a litológiai felépítést (meszes, finomtörmelékes, durvatörmelékes, ill. vörös üledékek), a kőzetfizikai sajátságokat jellemző adatok és a szerves geokémiai paraméterek.

A töltnyomórésztt vörös színű permi képződmények kizárása után a számításba bevonható üledéktömeg alsó határfelületének az alsó-triász összetlet talpát tekintettük. Ebben az üledékciklusban (betemetődési—hőtörténeti rekonstrukció) a karni összetlet alja is az olajképződés zónájába jutott. A nagy vastagságú agyagos összetletben lejátszódó elsődleges migráció módja (a kompakció során az összetlet alsó részében lefelé, felső részében felfelé történik az áramlás) is alátámaszthatja azt a megoldást, hogy az I. szénhidrogén-képződési szakasz felső határfelületét a karni összetlet közepében határozzuk meg. A hasznos üledéktömeg megállapításához tehát megszerkesztettük az alsó-triász aljától a karni

### Az I. szénhidrogén-képződési szakasz prognosztikus készletének vázlatos becslési menete

1. A  $T_1$ ,  $T_2$  és  $1/2 T_3^k$  összlet teljes térfogatának meghatározása térképek alapján.
2. Az összletek litológiai összetételének figyelembevétele, a  $T_1$ ,  $T_2$  és  $1/2 T_3^k$  CH-képződésre hasznos térfogatának meghatározása.
3. A térfogatsúlyok figyelembevételével az összletek (hasznos) súlyának megállapítása.

*Számítás a szervesszén-határértékek nélkül*

4. A  $T_1$ ,  $T_2$  és  $1/2 T_3^k$  összlet bitumenátlagai alapján meghatározható az összletekben levő bitumenek súlya. (Ezt korrekciós tényezővel korrigáljuk — az alacsony forráspontú CH-ek extrakciós vesztesége miatt.)
5. Figyelembe vesszük a migrációs és az akkumulációs tényezőket.
6. Alkalmazzuk a kőolaj és földgáz arányszámot, és a kizozatali tényezőket, hogy megkapjuk a potenciális kitermelhető készleteket.

*Számítás a szervesszén-határértékek figyelembevételével*

7. A CH képződésre hasznos  $T_1$ ,  $T_2$  és  $1/2 T_3^k$  összleteken belül meghatározzuk a meszes és a finomtörmelékes képződmények részarányát (súlyát).
8. Alkalmazzuk a szerves C határérték gyakorisági %-okat és meghatározzuk a  $T_1$ ,  $T_2$  és  $1/2 T_3^k$  összleten belül a szűkebb értelemben vett, effektív CH-képző üledékek súlyát.
9. Az ezen üledékekhez tartozó bitumenátlagok segítségével meghatározzuk a meszes és a finomtörmelékes effektív összletekben levő bitumenek súlyát (korrekciós tényezővel javítjuk — lásd 4. pontban.)
10. Lásd az 5. és 6. pontot.

közepéig terjedő összlet együttes vastagsági térképét, amelyben ábrázoltuk a karni márga—agyagmárgaösszlet, ill. a karbonátos kifejlődések feltételezett elterjedésének határvonalát is (akkumulációs lehetőségek!).

Az I. szénhidrogén-képződési szakasz prognosztikus készletének számítási menetét a 3. táblázat mutatja be, feltüntetve mindazokat a földtani és geokémiai paramétereket, amelyekre a becsléshez szükségünk volt.

### 3. A Dunántúli-középhegység szénhidrogén-perspektíváinak megítélése

A készletek becslését elvégeztük a II. és III. szénhidrogén-képződési szakaszra is, alkalmaztuk a kialakított migrációs és akkumulációs tényezőket, valamint az ajánlott, s a prognózisgyakorlatban általánosan használt koeficienseket, s az összegezések után jutottunk el a szénhidrogének reménybeli készletéhez. Igyekeztünk megadni, s ahol lehetett, számszerűen jellemezni a készletbecslés hibaforrásait. Ilyen hibaforrás lehet (többek között) a földtani tényezők becsült szerepe, a mintázásból eredő egyenetlenségek, a szerves anyag átalakultsági értékének szelvénytiszta, ill. regionális megítélése, a geotermikus adatok szerepe (amely a geoizoterma-felszín mélységében tükröződik), a szerves szén és a bitumoidelemzések hibái; a választott migrációs és akkumulációs tényezők, és az a tény, hogy a szénhidrogén-generálás szempontjából azonos értékűnek tekintettük a finomtörmelékes és a karbonátos képződményeket.

A fentiekben nem foglalkoztunk azonban azzal, hogy az egyes szakaszok reménybeli készletének lehetséges elterjedését milyen tényezők határozzák meg. (A szakaszokban a készleteket mechanikusan az impermeábilis záróképződ-

mények alatti akkumulációhoz kötöttük). A Dunántúli-középhegység szénhidrogén-perspektíváinak megfogalmazásához a komplex földtani—geofizikai—anyagvizsgálati eredmények ismételt felhasználásával juthatunk el, értékelve a hegység területén és környezetében megismert szénhidrogénnyomok és -indikációk helyzetét is.

Az I. szakaszban a karni márgás—agyagmárgás összletet tekintettük zárószintnek, bár nyilvánvaló, hogy az alsó-triászban is számolhatunk zárószint jelenlétével. Ilyen lehet pl. az alsó-kampili tiroliteses agyagmárga—márga—agyagos aleurit összlet, bár kis vastagsága miatt regionálisan nem tekinthető megbízhatónak. Tároló összlet lehet paleozoós képződmény is, lehet a szeizi összlet és a likacsos, lemezes dolomit is ( $T_1$ ). Középső-triász korú, megbízható, litológiai állandó, nagyobb vastagságú zárószintet nem ismerünk. A karni márgaösszlet joggal tekinthető azonban jó zárószintnek: nagy vastagsága miatt, a hegység szerkezeti adatait figyelembe véve, kevés esetben szenvedhetett olyan szerkezeti mozgást, amely folyamatosságát megszakította volna s ilymódon megszűnt volna zárószint jellege. (Az alsó- és középső-triász zárószintekre ez nem mondható el.) A hegység alsó-triász—cenomán üledék-ciklusának szerkezeti fejlődésére kevés adatunk van, de feltételezhető, hogy még az I. ciklus időtartama alatt olyan hatások érték az összleteket, amelyek antiklinális zónák kialakulásához vezettek. E szerkezetek feltárása biztosítja az I. ciklus reménybeliségének tényleges megítélését.

A II. és III. szakasz becslést készleteinek helyhezkötése nehéz és nem vihető egyértelműen keresztül. A szenon és neogén akkumulációs lehetőségek és szerkezetek kijelölése csak a készletbecslés területénél nagyobb egység vizsgálatával lehetséges. A szenon bázisán a lehetséges szerkezetekben a konglomerátum rétegcsoport és a márgával összefogazódó zátonyfaciesek jöhetnek tárolóként számításba, ez utóbbiak elsősorban geofizikai módszerekkel kutathatók. A III. szakaszban a neogén nyílt rendszert alkotó, a migrációs utakat nem ismerjük, a hidrokémiai adatok szerint az alsó-pannóniai és a miocén összlet már infiltrációtól mentes.

## IRODALOM

- BALÁZS A. — KONCZ J. 1973: Kőzetek nem oldható diszperz szerves anyagának diagenezis foka. — VII. Geokémiai Konferencia. OGIL, Budapest.
- BALÁZS A. — KONCZ J. 1975: Üledékes kőzetek diszperz szervesanyagának vizsgálata. — Földt. Kut. 18. 3. pp. 7—21.
- BENKŐ F. 1976: Az ásványi nyersanyagprognózis alapvető elvi és módszertani kérdései. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- BOSTICK N. H. 1973: Time as a factor in thermal metamorphism of phytoclasts (coaly particles). — 7<sup>e</sup> Congr. Int. Strat. Géol.- Carb. Comptes Rendu. 2. pp. 183—193.
- CONNAN J. 1974: Time-temperature relation in oil genesis. — AAPG Bull. 58/12. pp. 2516—2522.
- CORDELL R. J. 1972: Depths of oil origin and primary migration: a review and critique. — AAPG Bull. 56. NOTO. pp. 2029—2067.
- CORREIA M. — PENIGUEL G. 1975: Étude microscopique de la matière organique — ses applications à l'exploration pétrolière. — Bull. CRP. 9. 2. pp. 99—127.
- CSAJÁGHY G. — JÁMBOR Á. 1968: Bakonyi mezozoós kőzetek bitumentartalmának vizsgálata. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- DANK V. 1974: Javaslat a hazai szénhidrogénprognózis pontosítására és a korszerűbb becslés módszerére, a számítás menetére. — OKGT Adattár, kézirat.

- HOOD A. — CASTANO J. R. 1974: Organic metamorphism: its relationship to petroleum generation and application to studies of authigenic minerals. — UN ESCAP, CCOPTech. Bull. 8. pp. 85—118.
- HOOD A. — GÜTJAHR C. C. M. — HEACOCK R. L. 1975: Organic metamorphism and the generation of petroleum. — AAPG Bull. 5. 59. 6. pp. 986—996.
- KERTAI GY. 1961: A mezozoikum kőolajföldtani jelentősége. — Földt. Int. Évk. 49. 4. pp. 847—854.
- KGST anyagok (A KGST Kőolaj- és Gázipari Állandó Bizottsága): — A KGST tagországok prognosztikus kőolaj- és gázkészletének számítási metodikája. (1974) — Kézirat.  
— Az 5 km és ennél nagyobb mélységekben levő kőolaj- és gáztartalom perspektívái fő értékelési kritériumainak kidolgozása. (1974) — Kézirat.
- KONCZ J. 1976: A DNy-dunántúli neogén süllyedék szénhidrogéngenetikai összefüggései. — OGIL, A Kőolaj- és Földgázbány. Ip. Kut. Labor. Műsz. Tud. Közl.
- LÓRINCZ H. — VETŐ I. 1976: A szénhidrogénprognózis geokémiai szakasza. — Földt. Közl. 106. Suppl. pp. 547—554.
- NERUCSEV SZ. G. 1969: Nefteproizvodjascsie szviti i migracija nefti. — Nedra, Moszkva.
- PHILIPPI G. T. 1965: On the depth, time and mechanism of petroleum generation. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 5. 29. pp. 1021—1049.
- SALLÉ C. — DEBYSER J. 1976: Formation des gisements de pétrole. — Éd. Technip. Paris.
- TISSOT B. 1973: Vers l'évaluation quantitative du pétrole formé dans les bassins sédimentaires. — Rev. Assoc. Fr. Techn. Pétr. 222. pp. 27—31.
- TÓTH J. 1975. Geokémiai szénhidrogén-prognózis lehetősége hazánkban. — Földt. Kut. 18. 3. pp. 23—37.

## HYDROCARBON-GEOLOGICAL MONITORING OF THE TRANSDANUBIAN CENTRAL MOUNTAINS REGION (W HUNGARY)

by

I. HORVÁTH — L. ÓDOR — A. DUDKO — M. DARIDA-TICHY — D. BIHARI

In this paper two passages of the hydrocarbon prognosis made for the Transdanubian Central Mountains, requested by the National Oil and Gas Trust, are presented.

1. A purpose of this report is to describe the relevant geochemical parameters together with the per cent organic carbon and bitumen-type material contents on the basis of 1035 samples tested. Along with a reconstruction of geothermal history, depths of isothermal surfaces belonging to 60, 100 and 150 degrees centigrade and other indices related to the condition of organic matter ( $R^{\circ}\text{max}$ , conservation index, diagenesis of clay minerals) are similarly given. Focusing on these data, formations inside the potential hydrocarbon-accumulating zone of the Central Mountains' geological section have been outlined as referred to the actual conditions and also to the earth-historical period. On this approach, all the results of testing recall a presumable hydrocarbon accumulation in the Lower, Middle and Upper Triassic (as for the latter, it means Carnian marl) and also in the Middle Cretaceous, together with the Neogene complex (with more than 100 °C of geotemperature) situated in the marginal foredeeps to the Mountains.

2. Upon data described above, the development of the hydrocarbon resources appraisal method has been presented (volume-genetic—geochemical method, on the strength of our own experiences and COMECON recommendations). For the application of this method, the basic geological background is provided by the existence of three sedimentary cycles: I a Permian to Lower Cretaceous (Cenomanian) cycle, II an Upper Cretaceous (Senonian) to Palaeogene one and III a Neogene one. To these cycles three presumable periods of hydrocarbon formation can be attached. As an example, the Period No. I [Permian to early Cretaceous (Cenomanian)] has been presented in this study, with the involvement of various constituents such as migration and accumulation treated upon factors by geological makeup and tectonic evolution, map variants, the course of appraisal with the pertinent parameters etc. The sources of error in appraisal are also enumerated.

There are a few statements regarding the possible localization of the predictable resources. On a geostructural approach, the thick Upper Triassic (Carnian) marl complex (anticline zones) can be distinguished as a regionally-developed reliable closing horizon. As for the Lower and Middle Triassic closing horizons, their continuity may have been broken on account of their minor thickness. At the base of the Middle Cretaceous, conglomerates and reef facies may come into account as reservoirs. Potential Neogene accumulations and structures are likely to be outlined during the proceedings of the appraisal of hydrocarbon resources.



## BADACSONY KÖRNYÉKÉNEK ÉPÍTÉSFOLDTANA

CSEBRY TIBOR — GELEI GÁBORNÉ — GUÓTH PÉTER

A Badacsony és környéke idegenforgalmi értékeinek védelmére a Városépítési Tudományos és Tervező Intézet tájvédelmi és összevont rendezési tervet dolgozott ki 1976-ban. Ehhez a tervhez készített építésföldtani tanulmányt a Magyar Állami Földtani Intézet Építésföldtani Osztálya. A tanulmány lerövidített változatát fiatalon elhunyt geológusmérnök kollégánk és szerzőtársunk, GUÓTH Péter emlékére készítettük.

A cikkben a Badacsony és környékének építésföldtani, geomorfológiai, vízföldtani, geodinamikai és hidrodinamikai jellemzését adjuk, öt térképmelléklet kíséretében. A térképek rövid magyarázójukkal együtt azokat az információkat tartalmazzák, melyek a szerzők véleménye szerint egy településfejlesztésre kijelölt táj építésföldtani értékelésében az adott méretarányban szükségesek.

A Városépítési Tudományos és Tervező Intézet 1976-ban a Földtani Intézet Építésföldtani Osztályától mérnökgeológiai szakvéleményt kért a Badacsony környékének tájvédelmi és összevont rendezési tervéhez.

A tájvédelmi körzet területe a Földtani Tanács által jóváhagyott Balaton környéki építésföldtani térképezési program területére esik, mégpedig 3 db 1:10 000 méretarányú térképre (Szigliget—Badacsonytomaj-D, Badacsonytördemic, Badacsonytomaj-É jelű lapok).

A mérnökgeológiai szakvélemény 1976 végén elkészült, ezt az összefoglaló ismertetést 31 évesen elhunyt GUÓTH Péter geológusmérnök kollégánk és szerzőtársunk emlékére készítettük.

A szakvélemény tartalma és a mellékelt térképek a meglévő építésföldtani atlaszok és magyarázóik egységes szerkezetbe foglalt, részben egyszerűsített, másrészt (a kívánalmaknak megfelelően) bővített változata.

A munka során 65 db archív és 80 db intézeti tervezésű fúrás adatait használtuk fel. Ez utóbbiakból a zavart és zavartalan minták komplex laboratóriumi vizsgálati eredményeit is felhasználtuk. A területen levő természetes feltárások mintegy 320 észlelési helyét, kb. 300 db ásott kút és fúrás vízföldtani, vízminőségi adatait dokumentáltuk és vizsgáltuk.

A terepi és kamerális munkák eredményeként jelen szöveges részen kívül a következő térképváltozatokat szerkesztettük meg:

- a terület felszíni földtani térképe, vázlatos földtani áttekinthető szelvényekkel
- geomorfológiai térkép

- vízföldtani és vízminőségi térkép
- geo- és hidrodinamikai térkép
- építésföldtani rayon (területbeosztási) térkép.

## A terület földtani felépítése és a képződmények építésföldtani jellemzése

(I. melléklet)\*

Badacsony és környékének legidősebb képződménye a *szilur—devon* korú fillit és szericitpala-felszínen nem fordul elő. Jelenlétükre a bazalttufák zárványából, a terület ÉK-i részén lemélyült MÉV-fúrásokból, valamint a Badacsony lábánál létesült III. sz. vízmű kútjából következtetünk. A metamorf képződmények az Órsi-hegy perm képződményei alatt 30—70 m mélységben találhatóak. Ny felé azonban lépcsőzetesen lezökkennek 280—300 m mélységbe.

A terület keleti részén Badacsonytomaj határában, az Órsi-hegy és környékén elterjedt képződmény a *perm* konglomerátum, homokkő és aleurolit. Az Órsi-hegy Ny-i erdős lejtőjén ezek a kőzetek hirtelen a mélybe zökkentek. A terrigén üledékek kötőanyaga kvarcit, melynek következtében az összlet szilárd, igen jó teherbírású.

*Alsó-triász* képződmények szintén csak a Mecseki Ércbánya Vállalat által mélyített fúrásokból ismeretesek, felszínre a tárgyalt körzettől É-abbra, Gyulakeszi környékén bukkannak. Fúrásban az alsó-triász képződmények (dolomit, homokkő, márga, agyagmárga, mészkő) 280—900 m mélységben, neogén üledékek alatt találhatóak.

*Miocén* képződményeket (helvét homokos kavics, tarkaagyag; torton homokkő, mészmárga; szarmata mészmárga, mészkő) fúrási és geofizikai adatok alapján valószínűsíthetünk a felszín alatt szinte mindenhol. Kibúvásuk azonban nem ismeretes. É-ról D felé fokozatosan lesüllyednek az egyre vastagodó pliocén rétegek alatt. A szarmata mészkő a terület vízföldtani szempontjából nagy jelentőségű, mivel a badacsonyi vízmű III. sz. kútja ebből nyeri vizét.

A területen legnagyobb elterjedésben a *pannóniai* képződmények fordulnak elő. 2 csoportra oszthatók:

1. A bazaltvulkánosság termékei közül a bazalttufa csak kis területen fordul elő, míg a szürke oszlopos bazalt és az erre települt vörös hólyagos bazalt alkotja a Badacsony-hegy fő tömegét. Az aránylag nagy kiterjedésű és vastagságú bazalttakaró kb. 300 m-es t. sz. f. magasságban települ a pannóniai üledékes kőzetekre. A bazaltok szilárdak, igen jó teherbírásúak és kitűnő építőkövek.

2. Az üledékes kőzetek a területen mind vertikálisan, mind horizontálisan nagy elterjedésűek. Kőzettanilag túlnyomórészt homokok, alárendelten kőzetlisztek, agyagos és finomhomokos kőzetliszt-betelepüléssel. Kedvező fizikai állapotukat erős geológiai előterhelés okozta. Szemeloslzási görbéit és talajmechanikai paramétereit a negyedidőszaki üledékekkel együtt az 1. ábra és 1. táblázat tartalmazza.

\* Az I. mellékleten használt képződménygenetikai jelölések: y = antropogén, l = limnikus, e = eolikus, e—d = colikus-deluviális, pr = proluviális, d = deluviális, k = kolluviális, v = vulkáni.

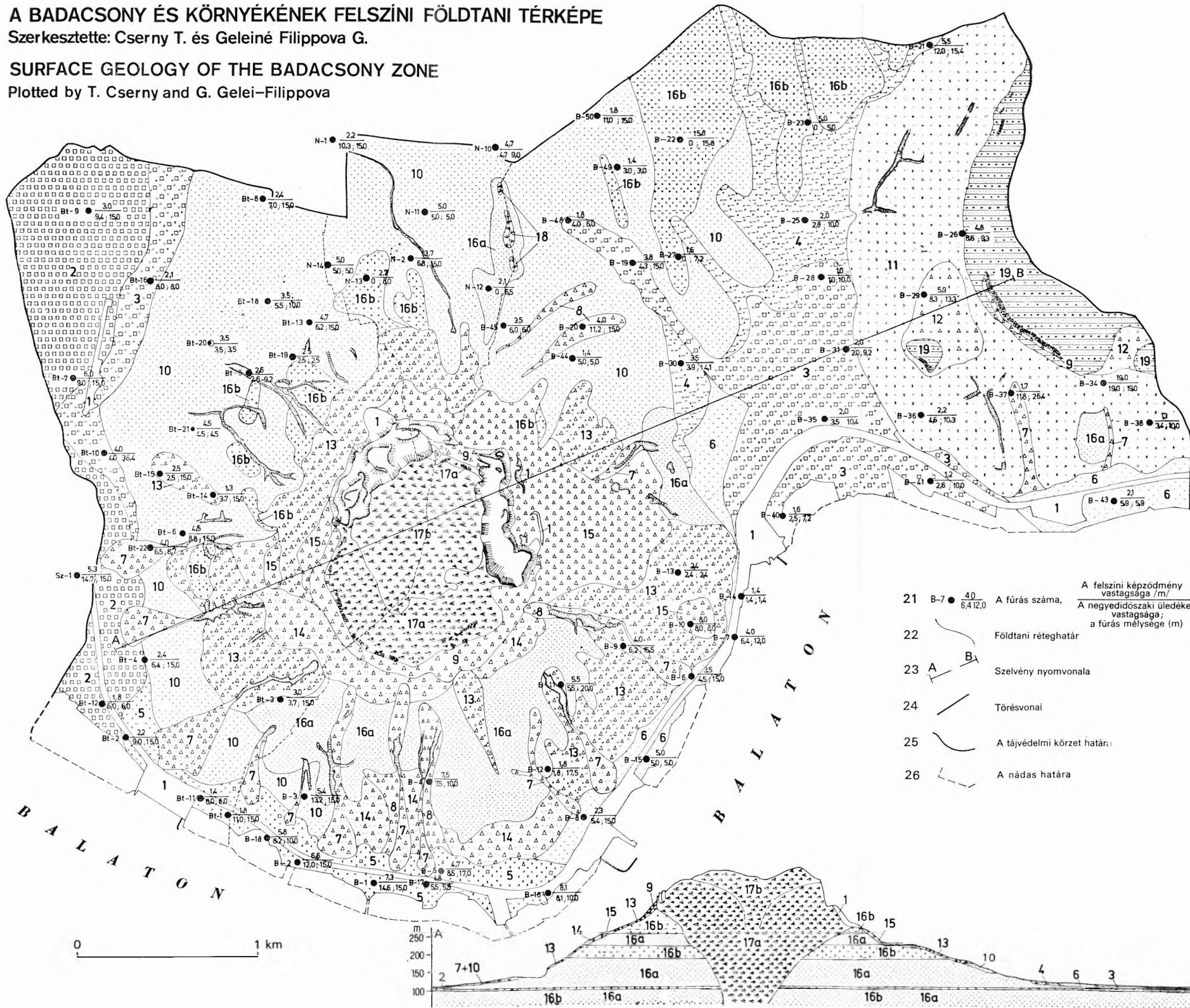


# A BADACSONY ÉS KÖRNYÉKÉNEK FELSZÍNI FÖLDTANI TÉRKÉPE

Szerkesztette: Cserny T. és Geleiné Filippova G.

## SURFACE GEOLOGY OF THE BADACSONY ZONE

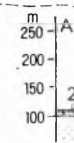
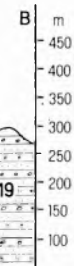
Plotted by T. Cserny and G. Gelei-Filippova



Képződmények			
Szám	Index	Jel	Megnevezés
1	x Qh		Feltöltés, szemét törmelék, homok.
2	t Qh		Tőzeg, szerves anyag
3	l <sup>1</sup> Qh		Tőzeges képződmények
4	ag <sup>1</sup> Qh		Agyagos kőzetliszt
5	h <sup>1</sup> Qh		Törmelekes vagy szerves kőzetliszt
6	h <sup>2</sup> Qh		Homok
7	h <sup>3</sup> Qh		Törmelekes homok
8	h <sup>4</sup> Qh		Homokos törmelék
9	h <sup>5</sup> Qh		Törmelek
10	h <sup>6</sup> Qh		Kovarványos* és sárga homok
11	h <sup>7</sup> Qp		Homokos lösz
12	h <sup>8</sup> Qp		Törmelekes homokos lösz
13	h <sup>9</sup> Qp		Törmelekes kőzetliszt
14	h <sup>10</sup> Qp		Törmelekes homok
15	h <sup>11</sup> Qp		Törmelek
16	a	h <sup>12</sup> Pl <sub>2</sub>	Homok
	b	h <sup>13</sup> Pl <sub>2</sub>	Kőzetliszt, agyagos kőzetliszt
17	a	h <sup>14</sup> Pl	Szürke, oszlopos bazalt
	b	h <sup>15</sup> Pl	Vörös, hólyagos bazalt
18	h <sup>16</sup> Pl		Bazalttufa
19	h <sup>17</sup> Pl		Konglomerátum, homokko, aleurit
20	S-D		Fillit, palaeoszlet

- 21 B-7 ● 40 A fúrás száma, A felszíni képződmény vastagsága /m/
- 22 ——— Földtani réteghatár
- 23 A B<sub>1</sub> Szelvény nyomvonala
- 24 ——— Törésvonal
- 25 ——— A tájvédelmi körzet határa
- 26 - - - - - A nádas határa

A negyedidőszaki üledékek vastagsága; a fúrás mélysége (m)

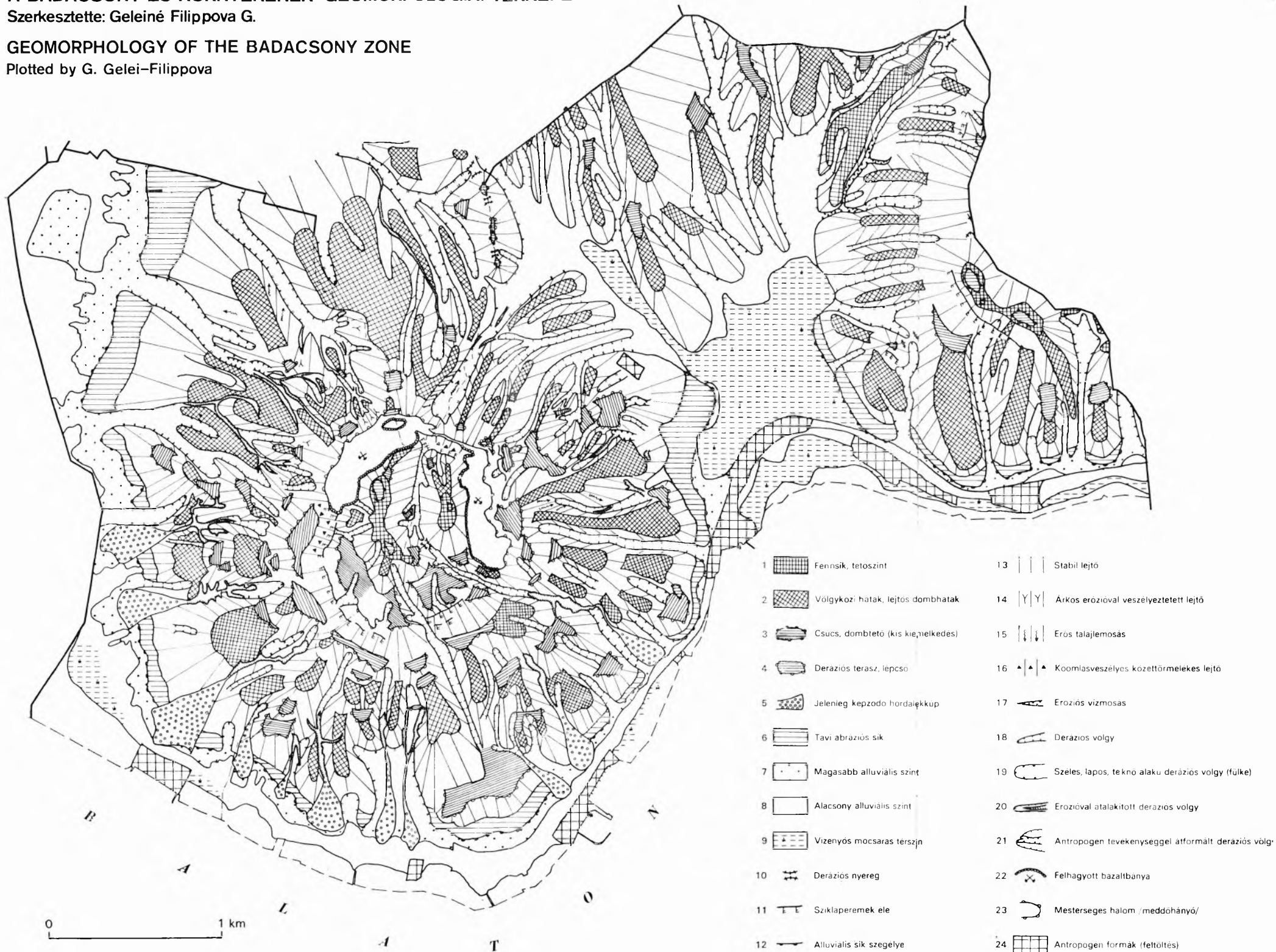


# A BADACSONY ÉS KÖRNYÉKÉNEK GEOMORFOLÓGIAI TÉRKÉPE

Szerkesztette: Geleiné Filippova G.

## GEOMORPHOLOGY OF THE BADACSONY ZONE

Plotted by G. Gelei-Filippova

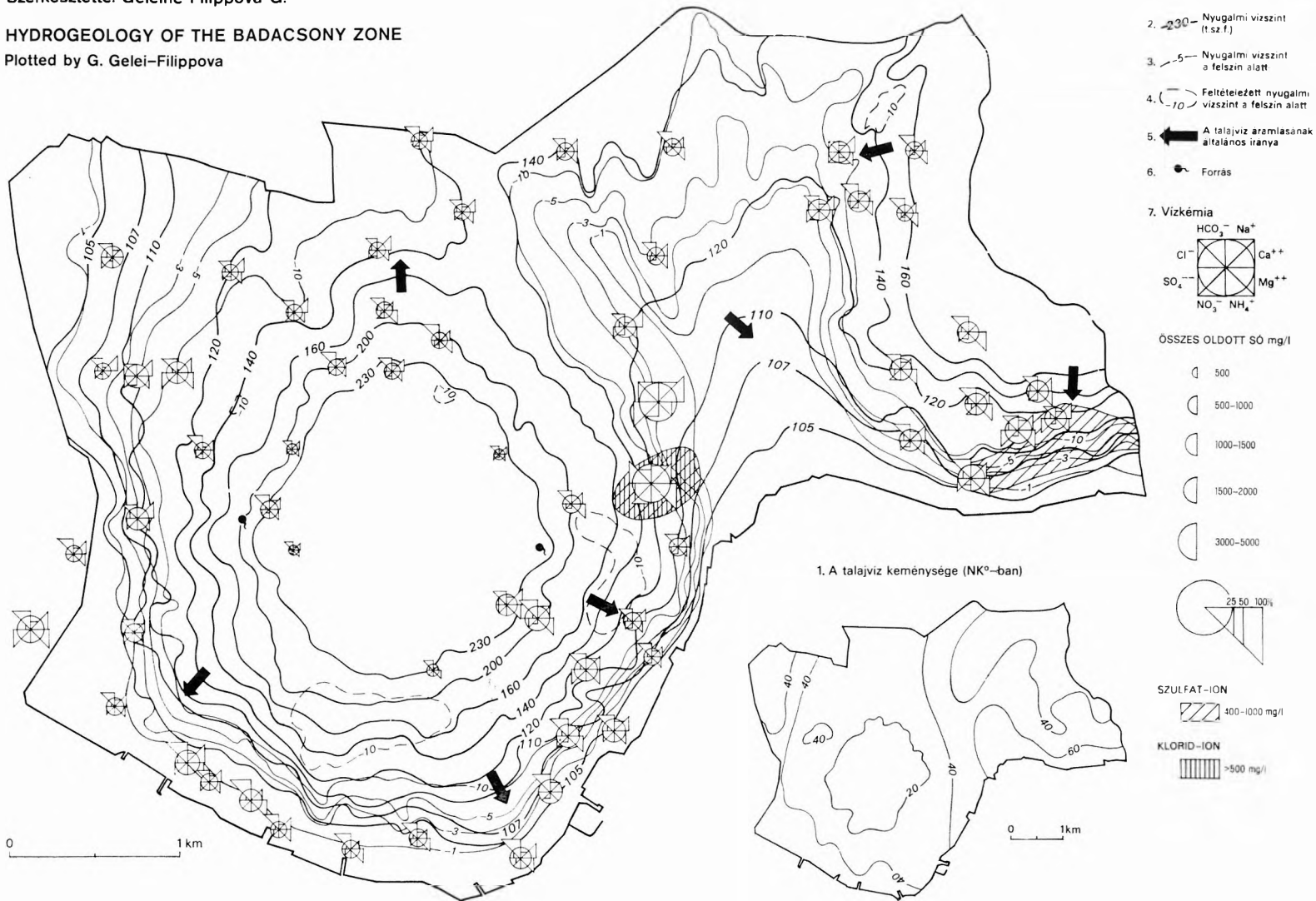


# A BADACSONY ÉS KÖRNYÉKÉNEK VÍZFÖLDTANI TÉRKÉPE

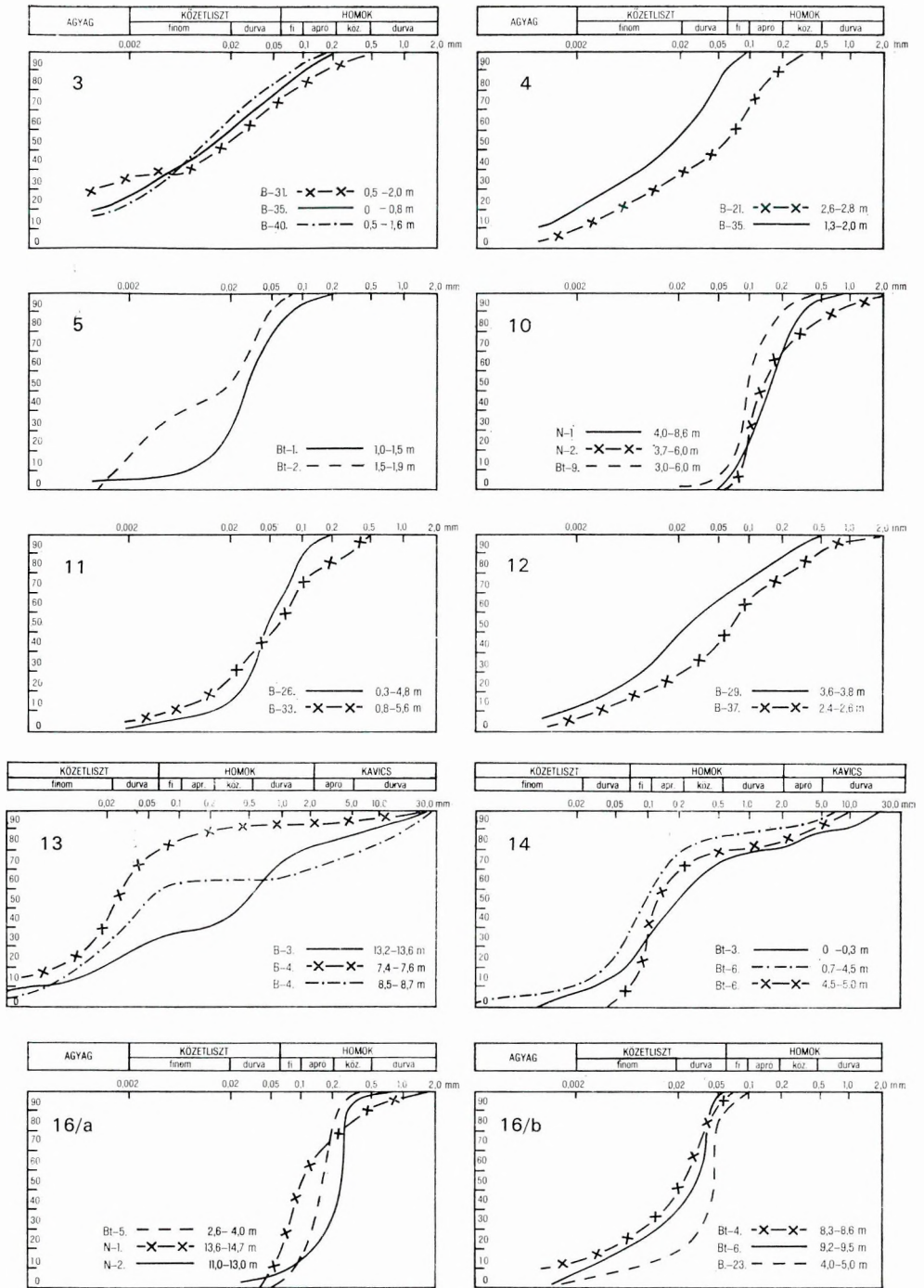
Szerkesztette: Geleiné Filippova G.

## HYDROGEOLOGY OF THE BADACSONY ZONE

Plotted by G. Gelei-Filippova







1. ábra. Badacsony környéki üledékek szemeloszlási görbéi (3–16b = az I. mellékleten szereplő képződmények száma)

Fig. 1. Grain-size distribution curves of sedimentary rocks in the Badacsony zone (3–16b = for symbols of rocks, see Supplement I)

1. táblázat

A Badaacsony környéki üledékek néhány talajmechanikai paramétere

A. képződmény száma, indexe (I. mell.)	A. fúris száma, mélysége (m)	W %	n %	e	$\rho$ g/cm <sup>3</sup>	$\gamma$ g/cm <sup>3</sup>	W <sub>F</sub> %	I <sub>p</sub> %	I <sub>k</sub>	c(N/mm <sup>2</sup> )		$\varphi^\circ$		$\sigma$ N/mm <sup>2</sup>	I <sub>zz.</sub> veszt. 400 %-on	CaCO <sub>3</sub> %	u
										nyom.	nyír.	nyom.	nyír.				
16a. hP <sub>1</sub> <sup>2</sup> <sub>2</sub>	30 minta átlaga		43,5	0,76	2,69	1,92					0,002		30			} 10--25	3
16b. a <sub>1</sub> P <sub>1</sub> <sup>2</sup> <sub>2</sub>	30 minta átlaga		40,0	0,66	2,68	2,02	50	30		0,064	0,05	10	18	0,128			
14. bh <sub>d</sub> Qp	Bt-3; 0,0—3,0 Bt-6; 0,7—4,5	12,5 12,3			2,69 2,69						0		29 29			8 7	10 21
13. ba <sub>1</sub> Qp <sub>d</sub>	B-3; 13,2—13,6 B-4; 0,7—4,5	22,6 18,8	43,3 40,0	0,8 0,66	2,68 2,70	2,00 1,99	46 43	26 20	0,75 0,92	0,013	0,038	49	13	0,064		13 11	60 15
11. és 12. na <sub>1</sub> Qp <sub>d</sub> e-d	25 minta átlaga		40	0,63	2,70	2,0					0,025	24	21	0,096		5—30	15
5. a <sub>1</sub> Qh	Bt-2; 1,5—1,9	30,6	56,5	1,3	2,67	2,0	50	30	0,63		0,012		10	0,223		30	15
4. aa <sub>d</sub> Qh	B-35; 1,3—2,0				2,70		49	20								10	
3. ta <sub>1</sub> Qh	B-35; 0,0—0,8				2,55		53	24							7,7		

A *negyedidőszaki* üledékek genetikailag és litológiaiilag igen változatosak. A lejtőüledékek a hegyvidéket övező területeken, 0–8 m vastagságban található. A Badacsonyt és az Őrsi-hegyet övező kb. 1 km-es sávban a nagy méretű görgetegek a jellemzőek, melyek a lejtőt alkotó homokba, kőzetlisztbe ágyazva, esetenként pedig önállóan fordulnak elő. A lejtők alján a törmelések nagysága csökken, mennyisége viszont általában nő. Hegylábi durva törmelések halmozódtak fel közvetlenül a bazaltorgonák és a perm sziklák alatt, azok omlásainak eredményeként. A felhalmozódás jelenleg is tart, hatalmas „kőzsákokból” táplálkozva. E mozgásban levő kőtenger vastagsága a 20 métert is eléri.

Löszképződmények borítják az Őrsi-hegy Ny-i lejtőjét változó vastagságban (2–20 m). A típusos lösz ritka, jellemzőbb a homokos, egyes helyeken a törmelékes homokos lösz. A löszképződmények helyenként makroporózusak, roskadásveszélyesek, döntően azonban szárazok, tömöttek ( $e = 0,55–0,70$ ). Alapozásra számított teherbírásuk  $0,2–0,3 \text{ N/mm}^2$ .

A Badacsony É-i és K-i lejtőjének aljában, nagy területet borít (max. 15 m vastagságban) a pannóniai homok áthalmazott változata. A kevertszemcsés homokban elszórtan jól koptatott mészkő-, dolomit- és kvarckavics-zsinórt találhatunk. Ezen a sárga, közepesen tömött homokon alakult ki a vörös–barna limoniteszikos (kovárványos) homokréteg. Ez utóbbi vastagsága max. 3 m, talajmechanikai tulajdonságai az előzőhöz hasonlóan jók. Alapozásra számított teherbírásuk  $0,2–0,3 \text{ N/mm}^2$ .

Intenzív záporok következtében növekednek az időszakos vízmosások hordalékkúpjai. Vastagságuk 3–5 m, az üledékek osztályozatlanok, nagyságuk változó. Közepesen tömöttek ( $e = 0,6–0,8$ ), alapozásra számított teherbírásuk  $0,1–0,3 \text{ N/mm}^2$ .

A Balatonon uralkodó szelek hatására kialakuló vízjárás eredményeként a Badacsony ÉNy-i, Ny-i és D-i részén a finomabb frakciójú iszapok, míg a fennmaradó parti sávon a homokok alkotják a parti turzások anyagát. A képződmények a talajvíz alatt gyakran folyósak. Száraz állapotban közepesen tömöttek. A kőzetliszt plasztikus ( $I_p = 7–15\%$ ). Alapozásra számított teherbírásuk  $0,1–0,2 \text{ N/mm}^2$ .

A völgyekben és azok „kijárata” körzetében megfigyelhetők 2–5 m vastagságú, képlékeny völgyi üledékek ( $I_p = 15–25\%$ ). Közepesen tömöttek, alapozásra számított teherbírásuk  $0,1–0,2 \text{ N/mm}^2$ .

A Szigligeti- és Tapolcai-öböl nagy részének 2–6 m vastag felszíni képződményei mocsári (tőzeg, tőzeges és szerves) üledékek. A tőzeges képződmények szervesanyag-tartalma 23–46%, a szerves üledékeké 7–21%. Általában vízzel telítettek, szivacosak. Gyenge teherbírók ( $0–0,1 \text{ N/mm}^2$ ).

Mesterséges feltöltéseket találunk a Balaton partján, az országút, vasút és strand menti részeken, valamint a bazaltbányák meddőhányóin. A feltöltések vastagsága 1,5–4,0 m, anyaga vegyes törmelék, homok, bazaltzúzalék.

## Geomorfológiai jellemzés

(II. melléklet)

Területünkön négy morfológiai egységet különítettünk el, és pedig a nagyobb kiterjedésű térszíni formákat, a lejtőket, a völgyeket és az antropogén formákat.

A nagyobb kiterjedésű térszíni formákhoz soroljuk a tetőszinteket, a völgy közti hátaakat, a dombtetőket, a deráziós teraszokat és lépcsőket, a magasabbi és alacsonyabb alluviális szinteket.

Tetőszintként jelentkeznek az egykori felső-pannóniai rétegekre ömlöt bazalttakaró épen maradt felszíni darabjai és az Őrsi-hegy kiemelt rögje.

A bazalton és a permi összleten, valamint a hegylábi üledéken előfordul völgyközi háta területi részaránya jelentős. Egységes lejtésüket gyakran töril meg lejtős pihenők, deráziós teraszok, tereplépcsők. Többségük jelenleg erdővel borított vagy szőlőtermesztés folyik rajtuk. A Balaton holocénkori víz szintingadozásának felső határát jelzik az alluviális szintek. Ezek körbefonják a hegyek lábait, enyhén lejtnek. Helyenként eróziós vízmosások, völgyel darabolják részekre. A völgyek nyílásainál széles, lapos hordalékkúpok vannak. A nagyobb térszíni formák beépítésre alkalmasak, csupán az alacsonyabbi alluviális szinteken kell magasabb talajvízállásra (0–1 m relatív mélység számítani).

Az uralkodóan laza üledékeken kialakult lejtők különböző típusúak é meredekségűek. Általában stabilak, egyes helyeken azonban lineáris és areáli erózióval veszélyeztetettek. Különösen intenzív csapadékhullás, hóolvadáskor esetén az eróziós vízmosások gyors mértékben hátravágódnak (pl. a Badaacsony Ny-i oldalán). Ezért a lineáris erózió ellen több helyen a vízmosásol völgyfőit erős kőgátakkal építették ki, melyekkel megakadályozzák hátravágódásukat. Az areális erózió elsősorban a szőlővel beültetett lejtőket veszélyezteti, bár ezt a veszélyt mesterséges teraszok kialakításával, erózióvédsáncok megépítésével lecsökkentették. A lejtők beépítésre alkalmas területek

A völgyek genetikájukat tekintve területünkön két csoportba oszthatók eróziós vízmosások és deráziós völgyek. Elsősorban a Badacsony lejtőin gyakoriak az erózió által kialakított völgyek, melyek egyes szakaszokon több 10 m mélyek, gyakran függőleges falú, elágazó, szakadékszerű vízmosások. A völgyek hátravágódását kőgátak kiépítésével, a továbbmélyülést és a falak beomlását a növényzet kialakításával igyekeznek megelőzni. Sekélyek és közepes mélységűek a derázió által kialakított völgyek, melyek lankás oldallejtőin sok helyütt szőlőtermesztés folyik. A völgyek beépítésre kedvezőtlenek, mivel fokozottan erózióveszélyesek.

A felhagyott bazaltbányák bányaudvarai és meddőhányói alkotják a jelelntős kiterjedésű antropogén formákat. Elsősorban a meddőhányók meredellejtői erózióveszélyesek, ahol intenzív csapadék esetén nagyobb tömegű törmelékmozgás jöhet létre.

## Vízföldtani jellemzés

(III. melléklet)

A területen három vízadó összlet határolható el: a miocén, a pannónia és a negyedidőszaki képződmények felszín alatti vizei.

Néhány mélyebb vízkutató fúrás harántolt miocén rétegeket, melyek közül is a szarmata mészkőből nyerhető víz. A nyomás alatti rétegvíz fedő pannóniai agyagos és kőzetlisztes összlet (Badacsony, Vízmű III. sz. kútja ny. vsz. + 3,95 m, vízhozama 780 l/perc).

Több kisebb mélységű vízkutató fúrás harántolt pannóniai vízadó rétegeket. Az apró- és finomszemcsés homokok víztároló képessége sokkal kisebb

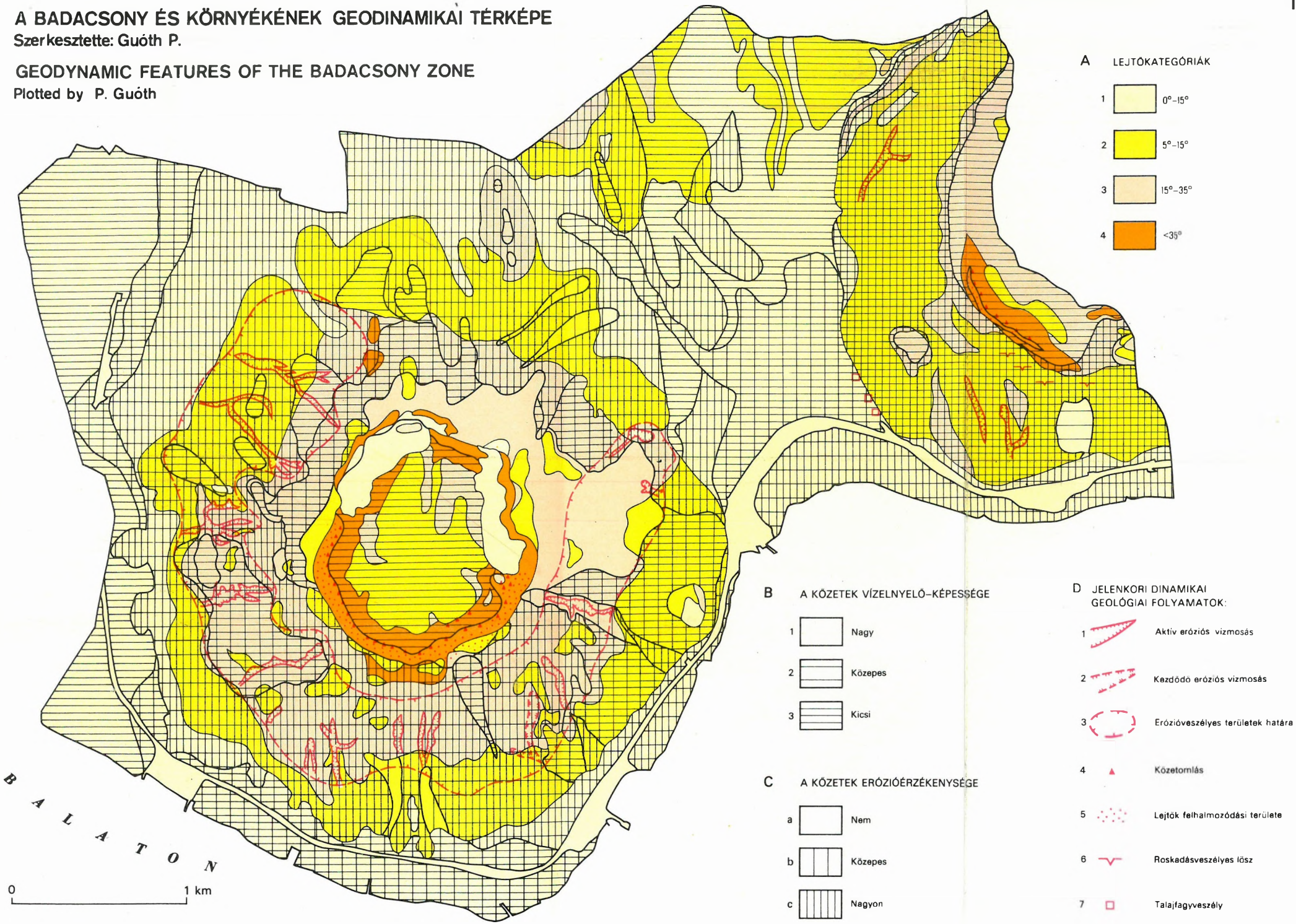


A BADACSONY ÉS KÖRNYÉKÉNEK GEODINAMIKAI TÉRKÉPE

Szerkesztette: Guóth P.

GEODYNAMIC FEATURES OF THE BADACSONY ZONE

Plotted by P. Guóth



**A LEJTŐKATEGÓRIÁK**

1		0°-15°
2		5°-15°
3		15°-35°
4		<35°

**B A KÖZETEK VÍZELNYELŐ-KÉPESÉGE**

1		Nagy
2		Közepes
3		Kicsi

**C A KÖZETEK ERÓZIÓÉRZÉKENYSÉGE**

a		Nem
b		Közepes
c		Nagyon

**D JELENKORI DINAMIKAI GEOLÓGIAI FOLYAMATOK:**

1		Aktív eróziós vízmosás
2		Kézdődő eróziós vízmosás
3		Erózióveszélyes területek határa
4		Közetomlás
5		Lejtők felhalmozódási területe
6		Roskadésveszélyes lösz
7		Talajfagyveszély

B A L A T O N

0 1 km

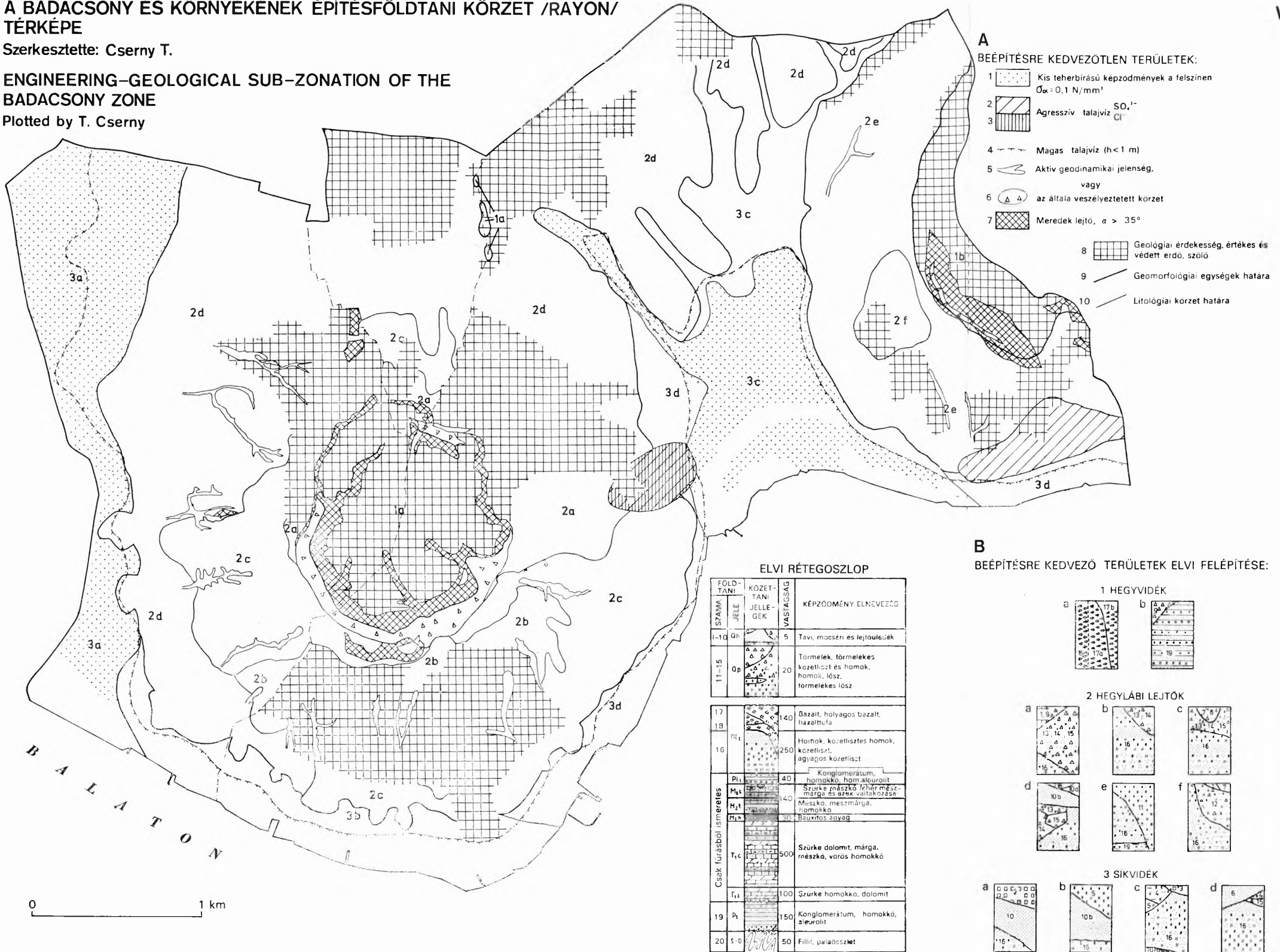


# A BADACSONY ÉS KÖRNYÉKÉNEK ÉPÍTÉS-FÖLDTANI KÖRZET /RAYON/ TÉRKÉPE

Szerkesztette: Cserny T.

## ENGINEERING-GEOLOGICAL SUB-ZONATION OF THE BADACSONY ZONE

Plotted by T. Cserny

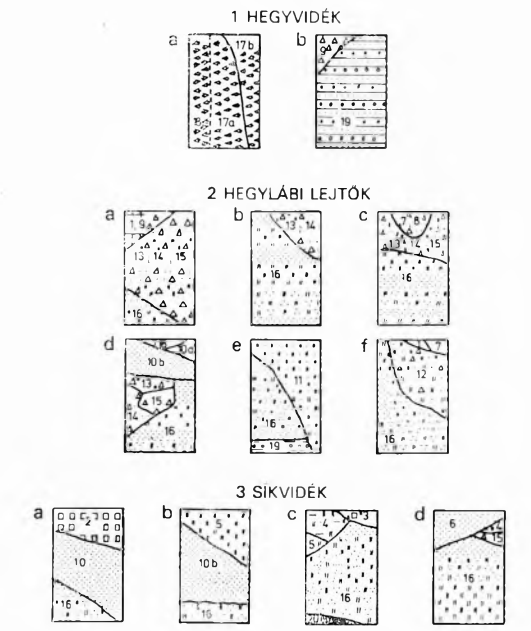


- A**  
BEÉPÍTÉSRE KEDVEZTLEN TERÜLETEK:
- 1 [Dotted pattern] Kis teherbírási képződmények a felszínen  $\sigma_{\alpha} = 0,1 \text{ N/mm}^2$
  - 2 [Diagonal lines] Agresszív talajvíz  $\text{SO}_4^{2-}$   $\text{Cl}^-$
  - 3 [Vertical lines] Magas talajvíz ( $h < 1 \text{ m}$ )
  - 4 [Wavy lines] Aktiv geodinamikai jelenség, vagy
  - 6 [Triangle in circle] az általa veszélyeztetett körzet
  - 7 [Cross-hatch pattern] Meredek lejtő,  $\alpha > 35^\circ$
  - 8 [Grid pattern] Geológiai érdekesség, értékes és védett erdő, szőlő
  - 9 [Dashed line] Geomorfológiai egységek határa
  - 10 [Solid line] Litológiai körzet határa

**ELVI RÉTEGOSZLOP**

FÖLDTANI SZÁMA	JELE	KÖZETTANI JELLEG	VASTAGSÁG	KÉPZŐDMÉNY ELNEVEZÉS
1-10	Qh		5	Tavi, mocsári és lejtőledek
11-15	Op		20	Törmelek, törmelekes kőzetliszt és homok, homok, lösz, törmelekes lösz
17			140	Bazalt, hólyagos bazalt, bazalttufa
18	Pt			Homok, kőzetlisztes homok, kőzetliszt, agyagos kőzetliszt
16			250	Konglomerátum, homokkő, hom. aleuroit
	Pl		40	Szürke gnejszko lejtér mészmárga és szex. váltakozása
	M <sub>1s</sub>		140	Mészko, meszmárga, homokkő
	M <sub>1n</sub>		11	Bauxitos agyag
	Tr <sub>c</sub>		500	Szürke dolomit, márga, gnejszko, vörös homokkő
	Tr <sub>s</sub>		100	Szürke homokkő, dolomit
19	Pi		150	Konglomerátum, homokkő, aleuroit
20	S-0		50	Filitt, palaeoszlet

**B**  
BEÉPÍTÉSRE KEDVEZŐ TERÜLETEK ELVI FELÉPÍTÉSE:



mint a szarmata mészköveké. A fúrások vízhozama 30–70 l/perc. Mivel a pannóniai és pleisztocén képződmények között vízzáró réteg nincs, a két összlet víze keverednek. Elterjedésük alapján beszélhetünk a partmenti sáv és a berek talajvizéről, valamint a lejtők talajvizéről.

A partmenti sávon a talajvíztükör relatív mélysége 1–5 m, a szivárgási gradiens 0,015–0,02. A vízutánpótlást elsősorban a csapadékvíz beszivárgása, valamint a lejtővizek biztosítják. A Balaton felé mozgó talajvizek összes oldottanyag-tartalma 1000 mg/l körüli — Ca-Mg-HCO<sub>3</sub>-osak. Megnövekedett nitráttartalom a Badacsony K-i oldalán figyelhető meg. A badacsonytomaji klorid- (620 mg/l) és szulfát- (834 mg/l), valamint az Őrsi-hegy D-i lábánál levő szulfát- (720 mg/l) agresszivitás oka a falu közelsége. A bereki részeken egyes területek teljesen elmosarasodtak. pangásuk miatt szulfáttartalmuk a 400 mg/l-es értéket meghaladja.

A lejtők talajvizének szabad tükre 10 m-nél mélyebben helyezkedik el, bár néhol 5–10 m között mozog. Itt a szivárgási gradiens 0,15–0,2; a kőzetek is jobb vízáteresztő-képességgel rendelkeznek, mint a partmenti sávban. Ezeknek köszönhető, hogy az összes oldottanyag-tartalom itt jóval alacsonyabb (500 mg/l). Vízkémiaiag Ca-Mg-HCO<sub>3</sub>-osak.

A talajvíz utánpótlását a beszivárgó csapadékvíz biztosítja, amit a kutak vízszintje és a csapadék mennyisége közötti összefüggés bizonyít. A víz keménységének mértéke a terület nagyobb részén 40–60 NK° körüli. Ennek oka a pannóniai és pleisztocén víztárolók magas mésztartalma, mely a talajvíz felszín alatti áramlásakor kioldódik. A terület forrásai (pl. a Kisfaludi-forrás) a lejtőtörmelékek alján törnek a felszínre (leszálló-, törmelékforrás).

Béépítés esetén a partmenti sáv és a berek talajvizei problémát jelenthetnek. Itt számolni kell a munkagödörök víztelenítésével, a bereki részeken pedig a szulfátagresszivitással is.

## Geodinamikai jellemzés

(IV. melléklet)

A tárgyalt terület határain belül a következő geodinamikai jelenségek okozhatnak veszélyt: erózió, omlások, kőfolyások és kismértékben a suvadás és a roskadás. E jelenségek helyi fontossága miatt egy tájékoztató jellegű térképet készítettünk, egyedi esetekben azonban a részletesebb vizsgálatok nem nélkülözhetők. A meglevő földtani, kőzetfizikai, meteorológiai adatokat, morfológiai megfigyeléseket használtuk fel e folyamatok előrejelzéséhez.

A területre legjellemzőbb geodinamikai jelenség az erózió, melynek mennyiségi jellemzéséhez térképen ábrázoltuk a térszín lejtését. Ez utóbbi a felszíni lefolyás és erózió legfontosabb tényezője. Ezután tapasztalati képlet segítségével meghatároztuk a felszíni lefolyásképző csapadékhányadot, illetve ennek reliefenergiából adódó eróziós munkavégző képességét. A lezúduló víz az olyan képződményekben, amelyek ellenállni nem tudnak, létrehozza az eróziót. A mellékelt térképen vízszintes sraffjelzéssel jelöltük a képződmények vízelnyelő-képességét, függőleges sraffal pedig azok erózióérzékenységét.

A képződményeket vízelnyelő-képességük és erózióérzékenységük alapján hét csoportba soroltuk:

1a) Nagy vízelnyelő-képességű, erózióra nem érzékeny képződmények. Felszíni lefolyás a morfológiától függetlenül nem alakul ki.

1b) Nagy vízelnyelő-képességű, erózióra közepesen érzékeny képződmények. Felszíni lefolyás egyáltalán nem, kismértékű areális és barázdás erózió nagy eséseknél kialakulhat.

2a) Közepes vízelnyelő-képességű, erózióra nem érzékeny képződmények. Érzékelhető felszíni lefolyás csak közepes és nagy eséseknél, intenzív és tartós csapadék mellett alakulhat ki.

2c) Közepes vízelnyelő-képességű, erózióra nagyon érzékeny képződmények. Lineáris erózió csak nagy, areális erózió és felszíni lefolyás közepes eséseknél alakulhat ki — közepes intenzitású és tartósságú csapadék mellett.

3a) Kis vízelnyelő-képességű, erózióra nem érzékeny képződmények. Erózió a morfológiától függetlenül nem alakul ki. Felszíni lefolyás kis eséseknél, kis intenzitású tartós csapadékoknál is kialakulhat.

3b) Kis vízelnyelő-képességű, erózióra közepesen érzékeny képződmények. Felszíni lefolyás már kis csapadék esetén is kialakulhat. Erózió közepes intenzitású csapadék esetén közepes eséseknél is kialakulhat.

3c) Kis vízelnyelő-képességű, erózióra nagyon érzékeny képződmények. Felszíni lefolyás és erózió kis intenzitású, tartós csapadék esetén is kialakulhat, közepes esés mellett.

A lejtők hajlása, a vízelnyelő-képesség és az erózióérzékenység szintéziséként kijelöltük az eróziós, vízmosás szempontjából veszélyeztetett területet, valamint feltüntettük a jelenlegi vízmosások állapotát is.

Az adott viszonyok között a meglévő aktív és potenciális vízmosások védelmét és az új vízmosások kialakulását elősegítő antropogén hatások megszüntetését kell megszervezni.

A Badacsony környékén észlelhető geodinamikai jelenségek a k ö z e t - o m l á s o k , t ö r m e l é k f o l y á s o k és a löszök r o s k a d á s a. Ezek jelentőségükben meg sem közelítik az erózióét. A Badacsonyon és az Őrsihegyen elterjedt omlások eredményeként felhalmozódott törmelékklúpok meredek lejtő és intenzív csapadék esetén törmelékfolyásba mehetnek át. A Badacsonyörs közelében elterjedt lösz területén nagyarányú építkezést nem terveznek, így a képződmény minimális roskadásveszélye elhanyagolható.

## Építésföldtani körzet

(V. melléklet)

A terepi és laboratóriumi vizsgálatok alapján, az egyes tematikus térképek figyelembevételével megszerkesztettük az építésföldtani körzet (vagy rayon) térképet. A beépíthetőség alapján két területet különítettünk el:

### a) *Beépítésre kedvezőtlen területek*

Ha a felszínen található képződmény tömörségéből és nedvességtartalmából levezetett, alapozásra számított teherbírás értéke ( $\sigma_a$ ) kisebb  $0,1 \text{ N/mm}^2$ -nél, beépítésre kedvezőtlennek minősítettük a területet. Ide tartoznak a tőzeges és tőzeges képződmények. Ezek vastagsága max. 5—6 m, alattuk általában alapozásra alkalmas képződmények vannak.

Ha a talajvizek szulfáttartalma nagyobb  $400 \text{ mg/l}$ -nél vagy a kloridartalma  $500 \text{ mg/l}$ -nél, a talajvíz agresszív vízként kezelendő. Ilyen előfordul a lakott településeken illetve közvetlen környezetükben. Épületek betonalapjainak elkészítésekor ezzel a ténnyel számolni kell. A felszín alatt  $1,0 \text{ m}$ -nél magasabban elhelyezkedő talajvizek a Balaton partján és a medencékben található. Itt az építkezések földmunkáinak elvégzésekor ezt figyelembe kell venni.

A területen igen intenzív lineáris erózió és kőzetomlás van. A lineáris erózió elsősorban a felső-pannóniai homokban és a felső-pleisztocén homokos löszben alakult ki. Az erózió elleni küzdelemben átfogó, regionális tervet kell kidolgozni, mert a lokális védekezési módszerek nem alkalmasak a kérdés megoldására (egyes területeken a támfalak mezsgyehatárra vezetik a felszíni vizet, ahol az összegyűjtött víz intenzív lineáris erózióba kezd). Az erózióveszély kiküszöbölését jelentheti az időszakosan kialakuló felszíni vízfolyások elvezetése (kikövezett árkokban), a hegyoldalak szőlővel való betelepítése (mely csökkenti az areális eróziót), a már kialakult vízmosásokban iszapfogók megépítése és akácfák telepítése stb.

A kőzetomlások közelében az építkezéseket vagyon- és életbiztonsági szempontból kategorikusan meg kell tiltani. Az üledékes képződmények esetében a 35°-nál, sziklás kőzeteknél a 45°-nál meredekebb lejtők a területet beépítésre kedvezőtlené teszik.

### b) Beépítésre kedvező területek

Ezeket geomorfológiai egységekre bontottuk, melyeken belül a litológiai felépítés azonossága alapján betűvel megjelölt körzeteket választottunk ki.

1. A *hegyvidék* a Badacsony bazaltjából felépülő 1a. és az Őrsi-hegy permi képződményeiből álló 1b. körzetet egyesíti magába. A kőzetek kitűnő alapozási adottsággal rendelkeznek, a terület nagyrészt azonban erdők borítják.

2. A *hegylábi lejtők* 6 litológiai körzetet foglalnak magukba. A Badacsony körül megközelítően öves elrendezésben található meg a 2a), 2b), 2c) és 2d) körzet. A 2a) körzetet főleg törmelékes képződmények alkotják (10–14 m vastagságban). A 2b) körzetben ez utóbbiak vastagsága már lecsökken 0–5 m-re, a felső-pannóniai képződmények közelebb kerülnek a felszínhez, vagy ki is bukkannak. A 2c) körzetben a felső-pannóniai üledékek nagyon közel vannak a felszínhez, de rajtuk minden esetben található törmelékes képződmény. A 2d) körzet már az előzőnél lankásabb, földtani felépítése változatosabb; a folyóvízi homok alatt közvetlenül vagy felső-pannóniai réteg van, vagy még egy kevés hegylábi törmelék. A Badacsonyt körülvevő litológiai körzetek (2a-tól 2d-ig) építésföldtani szempontból jók, a durva törmelékek elterjedését leszámítva beépítésre alkalmasak. Az Őrsi-hegyet körülvevő 2e) és a 2f) litológiai körzetre egyaránt az a jellemző, hogy 0–15 m-es löszösszetlet alatt felső-pannóniai rétegek vannak. A körzetek építésföldtani szempontból jók, bár egyes helyeken roskadásveszélyesek.

3. A *síkvidék* öleli fel a Balaton partjának és az öblöknek a litológiai körzeteit. Építésföldtanilag a legtöbb problémát jelentő terület. A 3a) és 3c) körzetben a tőzeg illetve a tőzeges képződmények okozhatnak alapozási problémát, bár alattuk – nem nagy mélységben – alapozásra alkalmas rétegek vannak. A 3b) és 3d) körzet építésföldtanilag kedvező felépítésű.

## ENGINEERING GEOLOGY OF THE ENVIRONS OF BADACSONY

by

T. CSERNY—G. GELEI-FILIPPOVA—P. GUÓTH

In order to protect the natural environment of Mount Badacsony, so important for tourism, a general plan was elaborated by VÁTI (Scientific and Planning Institute for Urban Constructions) in 1976. Jointly, the Engineering-Geological Section of the Hungarian Geological Institute has made an engineer-

ing-geological study. A summary of this report has been made in memory of our former colleague and co-author, the late Péter GUÓTH, engineering geologist, who died in his youth.

The present paper gives an engineering-geological, geomorphological, hydrogeological, geo- and hydrodynamic description of the Badaacsony zone, with five map-supplements enclosed. These maps with short explanations reflect all information considered necessary by the authors in geologically evaluating, on the scale wanted, a zone chosen for urban development.

**Supplement I.** Surface geology of the Badaacsony zone. Plotted by T. CSERNY and G. GELEI-FILIPPOVA

*1.* Replenishment, detritus, sand and wastes, *2.* peat, organic materials, *3.* peaty rocks, *4.* clayey silt, *5.* detrital or organic silt, *6.* sand, *7.* sand with coarser detritus, *8.* sandy detritus, *9.* detritus, *10.* brown limonite-stripped and yellow sand, *11.* sandy loess, *12.* detrital to sandy loess, *13.* detritus-bearing silt, *14.* detritus-bearing sand, *15.* detritus, *16a.* sand, *16b.* silt, clayey silt, *17a.* grey columnar basalt, *17b.* red-coloured basaltic pillow lava, *18.* basalt tuff, *19.* conglomerate, sandstone and siltstone, *20.* phyllite complex. — *21.* Borehole number, thickness of the superficial and Quaternary beds, depth of borehole in m, *22.* geological boundary, *23.* line of section, *24.* fault, *25.* boundary of the natural environment protection zone, *26.* boundary of the reeds zone

**Supplement II.** Geomorphology of the Badaacsony zone. Plotted by G. GELEI-FILIPPOVA

*1.* Plateau, top level, *2.* intervalley ridges, sloping hillsides, *3.* peak, hilltop (small elevation), *4.* derasional terrace, field step, *5.* actual formation of detrital cones, *6.* lacustrine abrasional platform, *7.* higher-situated alluvial level, *8.* low alluvial level, *9.* swampy surface, *10.* derasional saddle, *11.* scarp edges, *12.* margin of alluvial plain, *13.* stable slope, *14.* slope under linear erosion, *15.* strong washing away of soil, *16.* slope with rock falling, *17.* gully, *18.* derasional valley, *19.* flat derasional valley or dell, *20.* derasional valley changed by erosion, *21.* derasional valley changed by man's activity, *22.* basalt quarry abandoned, *23.* waste rock pile, *24.* replenishment by man

**Supplement III.** Hydrogeology of the Badaacsony zone. Plotted by G. GELEI-FILIPPOVA

*1.* Hardness of the phreatic ground-water (German degrees), *2.* static water level a. s. l., *3.* static level below the ground surface, *4.* presumed static level of water below the surface, *5.* general direction of seepage, *6.* spring, *7.* hydrochemistry

**Supplement IV.** Geodynamic features of the Badaacsony zone. Plotted by P. GUÓTH

*A.* Slope categories, *B.* water-intake capacity of rocks: *1.* high, *2.* average, *3.* low. *C.* Subjection of rocks to erosion: *a)* non-existent, *b)* average, *c)* strong. *D.* Geodynamic processes in action: *1.* active erosional wearing away by streams, *2.* upcoming erosional wearing away, *3.* boundary of sub-zones affected by erosion, *4.* rock falling, *5.* areas of accumulation at the foot of slopes, *6.* loess subject to slump-in, *7.* soil freezing

**Supplement V.** Engineering-geological sub-zonation of the Badaacsony zone. Plotted by T. CSERNY

*A.* Areas unsuitable for building activity: *1.* rocks of low load capacity, *2–3.* aggressive ground-water, *4.* phreatic water level within 1 m below ground surface, *5–6.* active geodynamic processes or areas endangered thereby, *7.* steep slope, *8.* geological point of interest, protected forest or vineyard, *9.* boundary of geomorphological units, *10.* boundary of lithological sub-zones. — *B.* General characterization of areas suitable for building: *1.* mounts, *2.* slopes at the foot of mounts, *3.* plains

## A MAGYARORSZÁGI KÖZÉPHEGYSÉGEK KÖZEPES MÉLYSÉGŰ „JÓLVEZETŐ” KÉPZŐDMÉNYEIRŐL

MOLDVAY LORÁND

A magyarországi hegységekben magnetotellurikus mérésekkel nemrég 8–10 km mélységben nagyobb sűrűségű „jólvezető” képződményt állapítottak meg, feltételeesen. A szerző batolitszerű intrúzió modelljét ismerteti, amely a hegységek közeteinek emelőjeként működik. A hegységek morfológiája általában véve megfelel a feltevésnek.

Nemrég tanulmány jelent meg, amely magnetotellurikus és szeizmikus mérések alapján középhegységeink (főleg a Dunántúli-középhegység) mélyebben fekvő közeteinek földtani viszonyaival foglalkozik (ÁDÁM O. 1979). A munka folyamatban van. A jelentés szerint a Bakonyban, de a Bükkben is 8–10 km mélységben feltételezhető valamilyen — földtanilag még azonosítatlan — nagyobb sűrűségű „jólvezető” képződmény. Erről sejthető, hogy alulról benyomuló tömeg, de az is, hogy közzelélérekkkel átjárt („dyke-os”) paleozóos kőzet. A tanulmány megemlíti azokat a nehézségeket, amelyek a „jólvezetés” értelmezése útjában állnak, szól pl. arról, hogy a jólvezető anyag esetleg csak törésvonalakhoz kapcsolódó képződmény, feltételezi, hogy a Bakony É-i és D-i peremén a paleomezozóos üledékes kőzetek összelete rá- és feltolódásos szerkezetű.

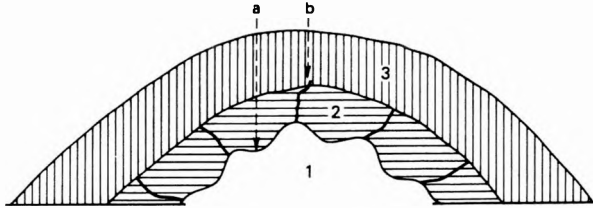
E sorok íróját elsősorban a Bükk hegység érdekli. Ilyen félgömb alakú „feldomborodást” nagy tömegű összefüggő mélységi anyag koncentrikus fel-emelkedése nélkül nem lehet elképzelni. Nehéz alóla „elmagyarázni” valamilyen magmás emelőerőt.

Megjegyzendő, világviszonylatban megszorodtak azok a tektonikai munkák, amelyek — elsősorban műhold-felvételek alapján — ívelt és körkörös szerkezetek eddig nem sejtett elterjedtségére mutatnak a kéregben, s a feltevések szerint a kontinentális táblákon többek között elszórtan rotációs tengelyek is lehetnek, ahol erős közetroncsolódás kíséretében magmás intrúzió következik be. A földkéregben a körkörös szerkezetek való:ágos hierarchiája létezik az egyenes töréseké mellett (R. M. PETERSON 1974, M. R. SMITH 1974).

Mai tudásunk tehát feljogosít arra, hogy Magyarországon a hegységképzés hajtóerejeként tételezzük fel a „jólvezetést”, ha ez valóban intrúzió megnyilvánulása. De milyen intrúzióról van szó? A felvetődő kérdésekre leginkább akkor tudunk választ adni, ha — hivatkozással az idézett munka egyik feltevésére — nagy tömegű bázikus felnyomuló magmára gondolunk. Ebből levezethető a „teléres” és „dyke-os” intrúzió, egyben pedig a függőleges emelőerő is.

A következőkben — elsősorban a Bükkre gondolva — felvázolunk egy képződési „hierarchiát”, ill. modellt. Nem állítjuk, hogy a valóságot fejezzük ki így, de amiről szó van, *lehetséges*.

A „modell” a következő. A hegységek mélyén van egy (főleg) teléres ki-képzésű jólvezetővel mozaikokra szeletelt közetsáv (1. ábra 2). Ekkor, mivel a jólvezető eloszlása a zónában egyenetlen, szórványos vagy „diszkrét” jólvezetésről beszélünk. Szerepet játszhatnak ebben „dyke”-ok is, tulajdonképpen



1. ábra. Mélységi anyag emelkedése következtében létrejött antiklinális modellje

Fig. 1. A model of anticline formed upon doming by an intrusive mass

rések és kis átmérőjű „csövek” falai által közbezárt jólvezető anyagok. A mélységi izzón folyó anyagból keletkezett „jólvezető” ebben a formában bokrok ágaihoz hasonló benyomulás a hegységek felszíne alatt fekvő ópaleozóos kőzetekben. A rések kitöltése alulról felfelé ható expanszió jele, emelő energia megcsapolása felfelé hatoló nyúlványokkal. *Az expanszió energia teljes egészét azonban nem fogyasztja el a teléres intrudálóadás, csak egy részét, a fennmaradó mennyiség a hegységet alkotó kőzetek emelésére fordítódik.* A jólvezető intrúziókkal átjárt közetsáv továbbadja egy alatta tömegesen felnyomuló (triviálisan: batolitszerű), teljes egészében jólvezető anyag felfelé irányuló nyomását (1. ábra 1). A hegységek felszíni, „térképezhető” kőzeteit e batolitszerű anyag emeli az intrúziókkal átjárt közetsáv közvetítésével (1. ábra 3).

A mélyebb és magasabb helyzetű „jólvezetés” tehát szerintünk jelezhet mind teléres („dyke-os”), mind „lencsés” (batolit) megjelenésű intrúziót. Két, egymáshoz genetikusan kötött „szekvenciá”-ról lehet szó. A batolitszerű komplexus a fontosabb: felfelé irányuló nyomás erőforrása is, orogenetikai tényező.

## IRODALOM

- ÁDÁM O. 1979: A Dunántúli-középhegység és előtercinek mélyszerkezete a geofizikai vizsgálatok tükrében. — Földt. Int. Évi Jel. 1977-ről.
- MOLDVAY L. 1972: A neotektonikus felszínalakulás jelenségei a magyarországi középhegységekben. II. — Földt. Int. Évi Jel. 1970-ről.
- MOLDVAY L. 1980: Kriptovulkáni (batolit?) szerkezet a Bakonyban. — Földt. Közl. 110. 2.
- PETERSON R. M. 1974: Curvilinear features visible on small scale imagery as indicators of geologic structures. — Proceed. First Intern. Conf. New Basement Tect. Utah Geol. Publ. 5.
- SMITH M. R. 1974: Arcuate structural trends and basin and range structures. — Proceed. First Intern. Conf. New Basement Tect. Utah Geol. Publ. 5.

---

MEDIUM-DEEP-SITUATED “FAIRLY CONDUCTIVE”  
FORMATION IN THE HUNGARIAN HIGHLAND RANGES

by  
L. MOLDVAY

In the Hungarian mountains, upon magneto-telluric measurement a high density conductive rock formation has recently been presumed to exist in a depth interval ranging from 8 to 10 km. The author presents a model of a batholith-like intrusive mass functioning as a mechanism responsible for the uplift of the overlying rocks. This interpretation is in accordance with the surface morphology of the mountains concerned.





## AZ AGGTELEKI-KARSZT KÖZÉPSŐ-TRIÁSZ ECHINOIDEÁI

MIHÁLY SÁNDOR

A terület földtani kutatásának története és irodalma SCHOLZ G.-nál (1972, 1973) megtalálható, aki részletesen foglalkozott az Aggteleki-karszt középső-triász, anizuszi (pelsői – alsó-illyr) zátonymészkkő kifejlődésével, a fáciesek elkülönítésével és faunáival. Ezt a zátonykifejlődést – mely az európai D-alpi kifejlődések között világviszonylatban is egyedülálló – a wettersteini mészkőösszlet alsó részébe tartozó „Steinalm-Wettersteinkalk”-kal párhuzamosíthatjuk. A zátonymészkkőből előkerült Echinoidea faunát a szerző dolgozta fel. 16 faj került leírásra, ezek közül 7 új fajnak bizonyult. A fauna a st. cassiani (ladini) Echinoidea faunával mutat hasonlóságot.

### Bevezetés

A magyarországi triász képződményekből eddig csak F. BATHER (1912) dolgozta fel monografikusan a Bakony hegységből előkerült ladini – karni Echinodermatákat. Ez a munka a Balaton-monográfiásorozat paleontológiai függelékében jelent meg és világviszonylatban még ma is egyedülálló fontos alapirodalom, amint azt SZÖRÉNYI E. (1961) a hazai mezozoós Echinodermata-összefoglalójában is kiemeli. A BATHER-féle originálisokat a MÁFI Múzeumában őrzik.

Az Aggteleki-karszt területét 1968–69 között SCHOLZ G.-ral alaposan bejártuk, térképeztünk és ősmaradványanyagot gyűjtöttünk. Munkáiban (1972, 1973) – melyekben részletesen felsorolja a terület geológiai irodalmát – részletesen leírja a hegységben található középső-triász anizuszi zátonykifejlődés üledékeit, meghatározva az előkerült faunát is. Közülük az Echinoidea-kat ideiglenes névjelöléssel ábrázolta. Ennek az anyagnak, valamint az általam gyűjtötteknek részletes feldolgozására részemről csak most kerülhetett sor. Nemcsak a zátony (1. ábra), hanem annak Echinoidea-faunája is egyedülálló az európai, és egyben a világ középső-triász viszonylatában, így jelentősége kiemelkedő.

Az Echinoidea-anyag a következő lelőhelyekről került elő:

1. Az Aggtelek – Jósvalfő közötti műút oldalának feltárása, a műútról a tó felé vezető földút közelében (Vöröstő I. sz. feltárás, 2. ábra):

A feltárás [mely SCHOLZ G. (1972, p. 339.) 1. ábráján a 8. számmal jelzett gyűjtőhelyek egyike] hossza 35 m, magassága 2–6 m. Világösszúrke, durvaszövetű, bioklasztikus wettersteini mészkő, melyben gyakoriak a Molluscák és Crinoideák. Az Echinoideák ritkák (*Cidaris batheri* n. sp.). Ez a központi zátonytestnek a hullámveréses zóna mögötti csendesebb, védett zónájához tartozik. SCHOLZ G. a központi zátonytest mögötti terület-



1. ábra. Vöröstó melletti „Medvesziklák”, anizuszi zátonymészskő  
 Abb. 1. Die „Medvesziklák“ („Bärenfelsen“) neben dem  
 Vöröstó-See, anisischer Riffkalkstein



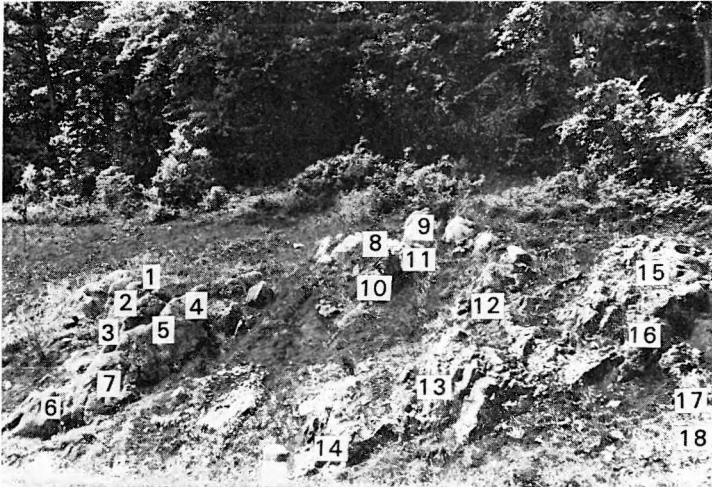
2. ábra. Vöröstó, a Jósvafő – Aggtelek közti műút feltárása  
 a tóhoz vezető földút közelében (1. sz. lelőhely)  
 1. Anthozoa-telep, 2–3. Crinoideák, Echinoideák

Abb. 2. Vöröstó-See, Strassenböschung zwischen Jósvafő und  
 Aggtelek, in der Nähe des zum See führenden Feldweges  
 (Fundort I)

1. Anthozoen-Stock, 2–3. Crinoideen, Echinoideen

ról, a zátony szelárnyékos oldaláról igen nagyszámú Echinoidea-előfordulást jelez, noha gyűjtéséből nem találtunk példányokat.

2. Az Aggtelek – Jósmafő közötti műút oldala közvetlenül a Vöröstó felett, az I. sz. feltárástól 100 m-re Aggtelek felé (Vöröstó II. sz. feltárás, 3. ábra): a SCHOLZ-féle 8. sz. gyűjtőhely másika. Hossza 30 m, magassága 2–7 m. Durvaszövetű, rétegzetlen, bioklasztikus wettersteini mészkő, mely az I. sz. feltárásban megismertnek folytatásaként tekinthető. A karrosodott sziklafelületeken az erózió jól kipreparálta az ősmaradványokat, melyek közül gyakoriak a telepes korallok (*Protoheterastrea pseudocolumellaris* SCHOLZ), Hydrozoák (*Axopora aggtelekensis* SCHOLZ), mészszivacsok (*Colospongia catenulata* OTT



3. ábra. Vöröstó, a Jósmafő – Aggtelek közti műút feltárása közvetlenül a tó felett (II. sz. lelőhely)

1. Telepes Anthozoa, 2. Bryozóák, 3. Bivalvia, 4. Hydrozoa, 5. Anthozoa, Crinoidea, 6. Crinoidea, 7. Crinoidea, Echinoidea, 8. Hydrozoa-telep, 9. Anthozoa, 10–13. Crinoidea, 14. Anthozoa, 15. Crinoidea, 16. Crinoidea, Anthozoa, 17. Hydrozoa, 18. Crinoidea

Abb. 3. Vöröstó-See, Strassenböschung zwischen Jósmafő und Aggtelek, unmittelbar über dem See (Fundort II)

ssp. *macrocatenulata* SCHOLZ), Molluscák (*Daonella moussoni* MERIAN, *D. böckhi* MOJSSISOVICS, *Posidonia* cf. *wengensis* WISSMANN, *Omphaloptychia* sp., *Euomphalus* sp., *Worthenia* sp.) és Crinoideák (*Entrochus silesiacus* BEYRICH, *Encrinus* sp.). Az Echinoideák innen nagyobb faj- és egyedszámban ismertek [*Triadocidaris liagora* (MÜNSTER), *Miocidaris pakistanensis* LINCK, *M. grandaeva* GOLDFUSS, *Cidaris alutensis* (JEKELIUS), *C. trigona* MÜNSTER, *C. batheri* n. sp., *C. aggtelekensis* n. sp.].

3. Jósmafő – Aggtelek közötti műút, a Béke-barlang feltételes buszmegálló melletti dolinaoldal (SCHOLZ-féle 15. sz. gyűjtőhely, 4. ábra): Kb. 170–200 m hosszan húzódó, karros mészkőfeltárás, ahol a központi zátonytest rétegzetlen, durvaszövetű, biogén wettersteini mészkőve és az előzátony vastagpados, bioklasztikus mészkőve van feltárva. Közvetlenül a buszmegálló-házikó mellett egy vékony sávban Crinoidea-lumasellaréteg van felszínen. A mészkő az ősmaradványok összetételét tekintve brachiopodás – molluscás – echinodermatás mészkő (előzátony), melyhez csatlakozik a Crinoidea-nyéltagokból álló mészkő és a központi zátonytest mészalagás – hydrozoás – korallós mészkőtömege. A gyűjtések alapján ez a lelőhely a leggazdagabb az Echinoidea szempontjából, innen került elő az anyag 98%-a mind fajszám, mint egyedszám szerint [a rendszertani részben leírt fajok közül csak a *Cidaris batheri* n. sp. és a *C. alutensis* (JEKELIUS) fajok nem voltak megtalálhatók].



1. ábra. Jósvafő—Aggtelek közti műút, a Béke-barlang feltételes buszmegálló melletti dolinaoldal: Crinoidea-lumasella (×) (Fotó: MIHÁLY S. 1969)

Abb. 1. Strasse zwischen Jósvafő und Aggtelek, Dolinenhang bei der Autobushaltestelle „Béke-Höhle“: Crinoideen-Lumachelle (×)

### Rendszertani leírás

J. W. DURHAM—R. V. MELVILLE (1957, pp. 249—252.) — T. MORTENSEN (1928) rendszerét is figyelembe véve — új Echinoidea-rendszert dolgozott ki, melyet H. B. FELL (1966) is követ. Így ennek a rendszernek keretén belül tárgyalom az aggteleki Echinoideákat. A triász Echinoidea-irodalomban számos tüskét írtak le *Radiolus*, *Cidaris* elnevezéssel, így ezeket a rendszer *Cidaris* genusába tartozónak veszem, mivel a nagytáblákkal — melyek alapján a későbbi korokban a tüskékkel közösen állították fel a különböző *Cidaris* genusokat — a legritkább esetben fordultak együtt elő. Az Echinoidea-vázrészek leírásánál SZÖRÉNYI E. (1955) morfológiai nomenklatúráját követem.

Classis: Echinoidea LESKE, 1778

Subclassis: Perischoechinoidea M'COY, 1849

Ordo: Cidaroida CLAUDE, 1880

Familia: Miocidaroidae DURHAM et MELVILLE, 1957

Genus: Triadocidaris DÖDERLEIN, 1887

#### *Triadocidaris liagora* (MÜNSTER, 1841)

I. tábla 1—4

1841. *Cidaris liagora* MÜNSTER — p. 41. Taf. III. Fig. 5.

1849. *Cidaris liagora* MÜNSTER — D'ORBIGNY I. p. 206.

1852. *Cidaris liagora* MÜNSTER — GIEBEL p. 316.

1858. *Cidaris liagora* MÜNSTER — DESOR p. 4.

1864. *Cidaris liagora* MÜNSTER — LAUBE p. 4.

1865. *Cidaris liagora* MÜNSTER — LAUBE p. 61., Tab. IX. Fig. 4.

V i s g á l t a n y a g : \* 7 db IA (interambulacralis) nagytábla ill. az IA mező 2 egymás felett levő nagytáblája (T. 5435 — SCHOLZ G. 1972, Taf. X. Fig. 9. *Miocidaris* sp. táblatöredék; T. 5434 — SCHOLZ G. 1972, Taf. X. Fig. 10. *Miocidaris* sp. táblatöredék; T. 5433 — SCHOLZ G. 1972, Taf. IX. Fig. 11. *Miocidaris* sp. táblatöredék; T. 5334; T. 5284; T. 5498; T. 5499).

L e l ő h e l y : A T. 5434 lelt. sz. példány kivételével (ez a Vöröstó II. sz. lelőhelyről való) az összes példány a Jósavfő — Aggtelek közötti műút, a Béke-barlang feltételes buszmegálló melletti dolinaoldalból került elő. A T. 5498 és T. 5499 lelt. sz. példányokat MIHALY S., a többit SCHOLZ G. gyűjtötte.

K o r é s k i f e j l ő d é s : Középső-triász anizuszi (pelsői — alsó-illyr) — wettersteini zónymészkö.

A T. 5498 (5 IA-nagytábla) és T. 5499 (7 IA-nagytábla) sz. példányokon az IA-nagytáblák egybenmaradtak, nem estek szét. Mégis az egyedülálló, legjobb megtartású T. 5435 sz. IA-nagytábla alapján jellemzem az előkerült fajt. Ez megegyezik MÜNSTER (1841, Taf. III. Fig. 5.) ábrájával.

Az IA-nagytábla közel szabályos hatszög alakú (kissé harántirányban megnyúlt), pereme éles. Átmérője 5 mm. A táblán erőteljesen kiemelkedő, sima felületű szemölcsrost található. A szemölcsrost közepén kicsi, kerek, sima, átfürt szemölcsbimbó van. Legtöbb esetben példányaimnál ez letört vagy lekopott, így csak a bemélyedése látszik. A bimbóudvar enyhén bemélyedő. A szemölcsnyak rövid, pereme rovátkolt. A szemölcsrost alul egyenletesen megy át a keskeny (0,2–0,5 mm átmérőjű) szemölcsudvarba, mely szintén sima. A szemölcsudvar peremén egy sorban, sűrűn egymás mellett kerek dudorok alkotnak gyöngykeretet, számuk 15. Az IA-nagytáblán még apró, finom szemcsék találhatók.

F. BATHER (1912, p. 79.) DÖDERLEIN-re hivatkozva (1887) megjegyzi, hogy rokonsági sor állítható fel a következő fajokból: *Triadocidaris persimilis*—*T. subsimilis*—*T. liagora*—*T. suessi*—*T. subnobilis*. Az első három fajnál a szemölcsudvarok zártak, a gyöngykeretet alkotó dudorok jól fejlettek. Az utóbbi két fajnál a szemölcsudvarok összeolvadnak, így a szemölcsrostok közel állnak egymáshoz, a szemölcsdudorok nem szabályos elrendeződésűek. BATHER a fent említett *Cidaris*okat a *Triadocidaris* genusba helyezi (ezek LAUBE-nél még *Cidaris* néven szerepelnek), valószínűleg DÖDERLEIN után (1887), aki a genust felállította. A fent említett fejlődési soron belül az első három faj igen hasonló egymáshoz, elkülönítésük nehéz.

A f a j e l t e r j e d é s e : Az irodalmi adatok alapján St. Cassian (Olaszország) ladini rétegeinek jellemző alakja. A hazai előfordulás már az anizuszi emeletben való megjelenését jelzi.

### *Triadocidaris hungarica* n. sp.

I. tábla 5

H o l o t y p u s : 2 db IA-nagytábla, melyhez még egy töredezett, kopott nagytáblarész csatlakozik (T. 5500).

L o c u s t y p i c u s : Aggtelek, Jósavfő — Aggtelek közti műút, a Béke-barlang feltételes buszmegálló melletti dolinaoldal. A példányt SZILÁGYI F. gyűjtötte.

S t r a t u m t y p i c u m : Középső-triász anizuszi (pelsői — alsó-illyr) — wettersteini zónymészkö.

D e r i v a t i o n o m i n i s : Magyarország után.

\* Az összes leírt példány a MÁFI Múzeum Óslénytán-rétegtani gyűjteménye triász gyűjteményrészében van elhelyezve.

**Descriptio:** Az IA-nagytablák egymással szorosan összefüggők, a varratvonalak köztük a szoros kapcsolat ellenére is kivehetők. Alakjuk kissé megnyúlt ötszög. átmérőjük 4 mm. A táblákon jól kiemelkedő, sima felületű szemölcstest ül. ez igen kicsi. Közepén kerek, átfúrt szemölcsbimbó ül. A szemölcstestet egy igen kis átmérőjű (0,1 mm) szemölcsudvar választja el a tábla további felületétől. A szemölcsudvart nem határolja nagyobb dudorokból álló gyöngykeret. Közvetlenül a szélétől egyenletes nagyságú, igen apró, gömbölyű szemcsék indulnak ki. Ezek sűrűn, szabálytalanul helyezkednek el a tábla széléig és a másik táblán a varratvonal után ismét sűrűn folytatódnak.

**Diagnosis differentialis:** A faj leginkább a *Triadocidaris immunita*-val (BATHER 1912, Taf. VI, Fig. 149.) mutat hasonlóságot. Különbőség, hogy annál ugyan szintén hiányzik a gyöngykeret, de a szemölcsudvar szélesebb. A kis számú szemcsék kétféle nagyságúak, míg a *Triadocidaris hungarica*-nál ezek egyforma nagyok, sűrűn helyezkednek el, s ez jellemző a fajra. Hasonlít még a JEKELIUS által leírt (1936, p. 43., Taf. II, Fig. 24–26.) *Miocidaris barzaviae* fajra, de ennél is nagyobb a szemölcsudvar és határozott gyöngykeretet visel.

Genus: *Miocidaris* DÖDERLEIN, 1887

### *Miocidaris pakistanensis* LINCK, 1955

II. tábla 1–2

1955. *Miocidaris pakistanensis* LINCK — p. 489., Abb. 1–4.

**Vizsgált anyag:** 3 db primer- (vagy fő-) tüsketöredék a kőzetbe ágyazva (T. 5335, T. 5439, T. 5231), mind SCHOLZ G. gyűjtéséből. Az egyiket SCHOLZ G. (1972, p. 351., Taf. X, Fig. 11.) „bullet shape” megjelöléssel ábrázolta.

**Lelelőhely:** A T. 5335 és T. 5439 sz. példányok a Jósavfő—Aggtelek közötti műút, Béke-barlang feltételes buszmegálló melletti dolinából; a T. 5231 sz. példány a Vöröstó feletti műút-oldalból (II. sz. lelelőhely) való.

**Kor és kifejlődés:** Középső-triász anizuszi (pelsői—alsó-illyr)-wettersteini zátonymészkö.

A primertüske ép állapotban karesú, orsó alakú, hosszú. Sajnos mindhárom példányomnál csak a tüsketörzs közepétől a tüskevégig van meg a maradvány, így a tüskealap nem tanulmányozható. A tüsketörzs zömök, sima. A tüskevég felé fokozatosan tompa hegyben végződik, kúp vagy lövedék alakú. A tüsketest átmetszete kör alakú, átmérője 3,7–5,0 mm között váltakozik a három példánynál. A tüsketípus hasonlít a németországi középső-triász „Trochitenkalk”-ból leírt *Miocidaris coeura* QUENSTEDT fajhoz, de annak max. tüskeátmérője 2,7 mm.

**A faj elterjedése:** A Salt-Range (Pakisztán), az alsó-triász felső részének ún. „alsó ceratiteses rétege”.

### *Miocidaris grandaeva* GOLDFUSS, 1864

I. tábla 6

1864. *Cidaris grandaeva* v. ALBERTI — p. 54.

1872–1875. *Cidaris grandaevus* GOLDFUSS — QUENSTEDT pp. 158–160., Taf. 67, Fig. 102–115. (részletes fajnévtörténet és szinoníma-utalás a szövegben)

1912. *Miocidaris grandaeva* GOLDFUSS — BATHER pp. 86—89.  
 1920. *Cidaris grandaeva* GOLDFUSS — FRENZEL pp. 44—46., Abb. 1. Fig. 2.  
 1926. *Cidaris grandaeva* GOLDFUSS — ASSMANN p. 518.  
 1937. *Cidaris grandaeva* GOLDFUSS — ASSMANN p. 21., Taf. V. Fig. 2—6.  
 1955. *Miocidaris grandaeva* GOLDFUSS — LINCK pp. 107—113., Abb. 1.

Vizsgált anyag: Számos, apró primer tusketöredék található a kőzetbe ágyazva (T. 5234a, T. 5289a, T. 5231, T. 5503 sz. példányok).

Lelelőhely: A T. 5289, T. 5231 és T. 5503 sz. kőzetdarabok a Jósfafő—Aggtelek közti műút, Béke-barlang feltételes buszmegálló melletti dolinaoldalból valók, a T. 5234 sz. kőzetdarab a Vöröstó feletti műútoldalból (II. sz. lelelőhely) való. A példányok mind SCHOLZ G. gyűjtései, kivétel a T. 5503 (SZILÁGYI F.).

Kor és kifejlődés: Középső-triász anizuszi (pelsői—alsó-illyr)-wettersteini zátonymészke.

A tuskék hosszúak, igen vékonyak, túszerűek. Éppen ezért csak összetöredezett állapotban találhatók. Leginkább ASSMANN (1937, Taf. V. Fig. 4—6.) ábrázolásával egyeznek. Több példány alapján rekonstruálom a fajt. A csuklópápa kicsi, rövid, közepén bemélyedő. A túskefő kiszélesedő, a túskegyűrűbe való átmenetnél a perem élesen kiemelkedik. A túskenyakon keresztül a túske-törzs egyenletesen vastag (0,5—0,8 mm), keresztmetszete kör alakú. Túske-függeléknek nem visel, de a túskegyűrűtől a túskeveg felé hosszanti irányban igen finoman, csak erős nagyítással látható vonalkázottság mutatkozik. A túskeveg túszerűen kihegyesedő, de ezek példányaimnál letörtek.

A faj elterjedése: A felső-sziléziai (Lengyelország) középső-triász „Muschelkalk”-ból írták le. Gyakori még DNy-Németország (Baden-Württemberg, Schwarzwald) „Muschelkalk”-jában is.

Familia: Cidaridae GRAY, 1825

Subfamilia: Cidarinae GRAY, 1825

Genus: *Cidaris* LESKE, 1778

### *Cidaris longispina* ASSMANN, 1937

II. tábla 3—4

1865. *Radiolus subnodosus* ECK — p. 89.  
 1926. *Cidaris subnodosa* ASSMANN — p. 519.  
 1937. *Cidaris longispina* ASSMANN — p. 22., Taf. V. Fig. 7—10.

Vizsgált anyag: 2 primertüske-töredék került elő; egyik SCHOLZ G. gyűjtéséből (T. 5289b), a másikat (T. 5489) MIHÁLY S. gyűjtötte.

Lelelőhely: Mindkét példány a Jósfafő—Aggtelek közti műút, Béke-barlang feltételes buszmegálló melletti dolinaoldalból került elő.

Kor és kifejlődés: Középső-triász anizuszi (pelsői—alsó-illyr)-wettersteini zátonymészke.

A T. 5489 sz. primertüske-töredéknek a vége hiányzik. Így mérhető hossza 30 mm, egyenletes vastag átmérője 2,5 mm, keresztmetszete kerek. Meg egyezik ASSMANN (1937, Taf. V. Fig. 8—10.) ábrájával. A csuklópápa rövid, szélei hornyoltak, közepén bemélyedő. A túskefő a túskegyűrű felé kiszélesedő, hossza 1 mm. A túskegyűrű pereme élesen kiemelkedik, majd a túskenyaktól kezdve a túskeveget egyenlő vastagságú, csak a vége felé keskenyedik el (ez a T. 5289b sz. példányon látható). Az egész tüske díszítetlen, sima felületű.

A faj elterjedése: Felső-Szilézia (Lengyelország) és Thüringia (Németország) középső-triász „Muschelkalk”-jából említik.



*Cidaris gladius* n. sp.

II. tábla 5., III. tábla 1

**H o l o t y p u s :** 1 db kőzetbe ágyazott töredékes primertüske (T. 5340), melyet SCHOLZ G. (1972, p. 351., Tab. X. Fig. 6.) „lanceolate” Echinoidea-tüskeként jelölt és ábrázolt.

**L o c u s t y p i c u s :** Aggtelek, Jósavfő – Aggtelek közti műút, Bócke-barlang feltételes buszmegálló melletti dolinaoldal.

**S t r a t u m t y p i c u m :** Középső-triász anizuszi (pelsői – alsó-illyr)-wettersteini zátonymészkö.

**D e r i v a t i o n o m i n i s :** gladius = kard; a tüske hosszú, lapított kard alakjára utal.

**V i z s g á l t a n y a g :** A holotypus (T. 5340) és 1 db tüsketöredék (paratypus = T. 5442a), melyeket SCHOLZ G. gyűjtött.

**D e s c r i p t i o :** A holotypus primertüske hosszú, lapított, kard alakú. Két oldalán a szélei erősen kiemelkedők, élesek. A tüskevég hiányzik, így mérhető hossza 38 mm. A csuklóvápa igen kicsi, közepén bemélyedő. A tüskefő szinte észrevétlenül megy át a tüskegyűrűbe, melynek valószínű díszítettsége a kopottság miatt csak sejtethető. A tüskenyak 5 mm hosszú, hosszanti irányban apró, kerek dudorkákkal díszített. Ezek végétől indul ki a 4–5 mm-re kiszélesedő tüsketörzs mindkét oldalán hosszirányban húzódó bordák sora. Ezek vékonyak, kiemelkedők, sűrűn egymással párhuzamosan vonulnak. A tüskevég hiányzik, valószínűleg hegyesen végződik. A másik példány a tüsketörzs egy része, mely csak a kard alakot mutatja.

**D i a g n o s i s d i f f e r e n t i a l i s :** A *Cidaris gladius* alak szerint a *C. decorata* MÜNSTER (1841, Taf. III. Fig. 22.) LAUBE-nál is ábrázolt (1865, Taf. X. Fig. 5a.) fajához áll legközelebb. Annál azonban a tüske keskeny bunkó alakú, szélei nem élesek. A *C. decorata*-nál más a tüsketest díszítettsége is, jelentős eltérésekkel.

*Cidaris alutensis* (JEKELIUS, 1936)

IV. tábla 7

1936. *Radiolus alutensis* n. sp. — JEKELIUS p. 49., Taf. II. Fig. 46.

**V i z s g á l t a n y a g :** 1 db primertüske (T. 5255) SCHOLZ G. gyűjtéséből.

**L e l ő h e l y :** Jósavfő – Aggtelek közti műút, a Vöröstó feletti műút-oldal (II. sz. lelőhely).

**K o r é s k i f e j l ő d é s :** Középső-triász anizuszi (pelsői – illyr)-wettersteini zátonymészkö.

1 db primertüske került elő, mely megegyezik JEKELIUS (1936, p. 49., Taf. II. Fig. 46.) leírásával és ábrájával. JEKELIUS ugyan a „Radiolus” gyűjtőnévvel jelölte meg, de teljes biztonsággal sorolhatjuk a *Cidaris* nembe, mint elfogadott kategóriába. A tüske zömök, gömbölyded bunkó alak. Hossza 12 mm, legnagyobb szélessége 9 mm. A tüskekezdet (csuklóvápa, tüskefő, tüskegyűrű) hiányzik, letört. A tüskenyak igen rövid, átmenet nélkül fejlődik ki az erőteljes, vastag tüsketörzsbe. A törzsrész felülete sajnos töredezett. A tüskevég legömbölyített. Az egész tüske sima, díszítés nélküli.

**A f a j e l t e r j e d é s e :** Eddig csak JEKELIUS-tól ismerjük a Brassó környéki (Érdély) középső-triász ladin fehér mészkőből.

*Cidaris dorsata* MÜNSTER, 1841

## III. tábla 5

1841. *Cidaris dorsata* MÜNSTER—IV. p. 46., Tab. 4. Fig. 1.  
 1849. *Cidaris dorsata* MÜNSTER—D'ORBIGNY I. p. 205.  
 1852. *Cidaris dorsata* MÜNSTER—GIEBEL p. 318.  
 1856. *Cidaris dorsata* MÜNSTER—KOECHLIN—SCHLUMBERGER XII. p. 1061.  
 1857. *Cidaris dorsata* MÜNSTER—HAUER p. 31.  
 1858. *Cidaris dorsata* MÜNSTER—DESOR p. 19., Tab. 2. Fig. 4.  
 1862. *Radiolus dorsatus* BEYRICH — p. 30.  
 1864. *Cidaris dorsata* MÜNSTER—LAUBE p. 4.  
 1865. *Cidaris dorsata* MÜNSTER—LAUBE p. 63., Tab. IX. Fig. 12.  
 1912. *Cidaris dorsata* MÜNSTER—BATHER p. 178.  
 1936. *Cidaris dorsata* MÜNSTER—JEKELIUS p. 45., Taf. II. Fig. 31.

Vizsgált anyag: 1 db primertüske került elő (T. 5341), melyet SCHOLZ G. gyűjtött és ábrázolt „piquant” Echinoidea-tüske elnevezéssel (1972, p. 351., Taf. X. Fig. 5.).  
 Lelelőhely: Jósavfő—Aggtelek közti műút, Béke-barlang feltételes buszmegálló melletti dolinaoldal.

Kor és kifejlődés: Középső-triász anizuszi (pelsői—illyr)-wettersteini zátonymészkö.

A példány teljesen megegyezik LAUBE (1865, p. 63., Taf. IX. fig. 12h.), MÜNSTER (1841, p. 46., Taf. IV. Fig. 1.) és JEKELIUS (1936, Taf. II. Fig. 31.) leírásaival és ábrájával. Az aggteleki primertüske megnyúlt bunkó alakú, hossza 15 mm (kisebb a st. cassiani alakoknál). A csuklópápa igen kicsi, pereme élesen kiugró a tuskéfére való átmenetnél. Az 1 mm hosszú tuskéfére tuskégyűrű nélkül megy át a zömök, vastag tusketestbe. A törzs felületét sűrűn, szabálytalanul szétszórt, kerek szemcseszerű dudorok fedik. A tusketest a tuskévég felé kiszélesedő, legömbölyített.

A faj elterjedése: St. Cassian, Raibl (Olaszország) st. cassiani és raibli rétegeiből, Brassó (Erdély) ladin mészkövéből.

*Cidaris trigona* MÜNSTER, 1841

## IV. tábla 1–6

1841. *Cidaris trigona* MÜNSTER — p. 44., Tab. 3. Fig. 15.  
 1849. *Cidaris trigona* MÜNSTER—D'ORBIGNY I. p. 405.  
 1852. *Cidaris trigona* MÜNSTER—GIEBEL p. 318.  
 1852. *Cidaris trigona* MÜNSTER—DESOR p. 19., Tab. 2. Fig. 1.  
 1864. *Cidaris trigona* MÜNSTER—LAUBE p. 4.  
 1865. *Cidaris trigona* MÜNSTER—LAUBE p. 65., Tab. VIIIb. Fig. 6.  
 1872—75. *Radiolus trigonus* QUENSTEDT — p. 196., Tab. 68. Fig. 83—85.  
 1903. *Cidaris trigona* MÜNSTER—BROILI p. 156., Taf. XVII. Fig. 42—44.  
 1936. *Cidaris trigona* MÜNSTER—JEKELIUS p. 46., Taf. II. Fig. 34—35.

Vizsgált anyag: 14 db primertüske (egy részük erősen mállott) került elő, így az egyik leggyakrabban előforduló alak.

Lelelőhely: A jósavfő—aggteleki műút Béke-barlang feltételes buszmegálló mellett SCHOLZ G. gyűjtéséből [T. 5339, T. 5291, T. 5293a (3 példány), T. 5289d], MIHÁLY S. gyűjtéséből (T. 5490b, T. 5491), SZILÁGYI F. gyűjtéséből (T. 5501) előkerült példányok. A Vöröstó feletti műút oldalából (II. sz. lelelőhely) SCHOLZ G. gyűjtéséből (T. 5227, T. 5234b, T. 5252), MIHÁLY S. gyűjtéséből (T. 5492, T. 5493) előkerült példányok.

Kor és kifejlődés: Középső-triász anizuszi (pelsői—alsó-illyr)-wettersteini zátonymészkö.

A példányok megegyeznek MÜNSTER (1841, p. 44., Taf. III. Fig. 15b.) és LAUBE (1865, p. 65., Taf. VIIIb. Fig. 6a.) leírásaival és ábrájával. SCHOLZ G.

(1972, p. 351., Taf. X. Fig. 4.) „flattened” Echinoidea-tüske megnevezéssel ábrázol egy példányt (T. 5339). A primertüske felfelé kiszélesedő bunkó alakot mutat. Hosszuk 7–8 mm. A tüske keresztmetszete háromszögű, s ez a szimmetria a tüskének egyenlőszárú háromszögekből álló fordított kúp alakot kölcsönöz. A tüskeoldalak a szögeknél élesek s ez az él a tüskevégen, mint egy finom szegély folytatódik. A tüskevápa igen kicsi (0,4 mm), közepén bemélyedő. A tüskefő és tüskenyak rövid, gyűrű nem fejlődött ki. Az egész tüskekezdet sima. A tüskenyak hirtelen kiszélesedve megy át a tüsketörzsbe, melyet sűrűn reszelőszerű és gömbölyű dudorkák borítanak. A tüskevég domború, a csúcspont felé enyhén kiemelkedő. Átmérője 5,0 mm. Az egész felső vég peremén folytatódik a már előbb említett tüskeoldalak éle, mintegy finom szegélyként.

A faj elterjedése: St. Cassian, Raibl, Seisi-Alpok (Olaszország) latin ill. karni rétegei, Brassó környéke (Erdély) latin mészkő. 1 példányt (T. 4484) találunk a MÁFI gyűjteményében *Cidaris* sp. néven, mely Vaskóh (Erdély, Bihar hegység) latin rétegeiből került elő.

### *Cidaris roemeri* WISSMANN in MÜNSTER, 1841

III. tábla 2–3

1841. *Cidaris roemeri* WISSMANN – MÜNSTER IV. p. 47., Taf. IV. Fig. 3.  
 1849. *Cidaris roemeri* WISSMANN – D'ORBIGNY I. p. 206.  
 1852. *Cidaris roemeri* WISSMANN – GIEBEL p. 319.  
 1858. *Cidaris roemeri* WISSMANN – DESOR p. 12., Tab. IX. Fig. 6.  
 1864. *Cidaris roemeri* WISSMANN – LAUBE p. 4.  
 1865. *Cidaris roemeri* WISSMANN – LAUBE p. 67., Tab. X. Fig. 1.  
 1872–75. *Cidaris roemeri* WISSMANN – QUENSTEDT p. 203., Tab. 68. Fig. 120–129.  
 1903. *Cidaris roemeri* WISSMANN – BROILI p. 157., Taf. XVII. Fig. 50–51.  
 1936. *Cidaris roemeri* WISSMANN – JEKELIUS p. 47., Taf. II. Fig. 38–44.  
 Részletes szinonimalista LAUBE-nél (1865) található.

Vizsgált anyag: 3 db kőzetbe ágyazott primertüske, melyek közül SCHOLZ G. a T. 5343, T. 5293b, MIHÁLY S. a T. 5495 sz. példányokat gyűjtötte.

Leőhely: Jósafő–Aggtelek közötti műút, Béke-barlang feltételes buszmegálló mellett dolinaoldal.

Kor és kifejlődés: Középső-triász anizuszi (pelsői–alsó-illyr)-wettersteini zátonymészkő.

Mindhárom példányról elmondható, hogy nem minden jellegében egyezik meg a WISSMANN-féle típusokkal. WISSMANN különben jelzi, hogy ezen faj alakkörébe vett példányok igen változatosak (a lapát alakú bunkótól a tüskefüggelékeket füzérkoszorúszerűen viselő formáig), szétkülönítésük lehetetlen. Példányaim leginkább JEKELIUS (1936, Taf. II. Fig. 38–44.) ábrázolt alakjaival mutatnak megegyezést.

A SCHOLZ-féle ábrázolt példány (1972, p. 351., Taf. X. Fig. 13.) „festooned” Echinoidea-megnevezésként említett. Ennek tüskekezdetete hiányos, mérhető hossza 8,0 mm (T. 5343). A másik két példány közül a T. 5293b hossza 7,0 mm, a T. 5495 példányé 8,0 mm. E két utóbbi példány tüskevége hiányzik. A három példány meglévő bélyegei alapján írom le a faj jellegait. A tüskevápa igen kicsi, pereme kissé kiemelkedik, közepén bemélyedő. A tüskefő peremet viselő tüskegyűrűbe megy át. A tüsketést ennél a típusnál egyenletesen vastag. Mindhárom példánynál a tüsketörzsön apró (0,4 mm), rövid tüskécskék füzérkoszorúszerűen csoportosulva találhatóak, s ez az elrendeződés a tüskevég felé 4–6 alkalommal megismétlődik. A füzérkoszorúk egymástól való távol-

sága 0,3—0,5 mm. A füzérkoszorút alkotó tüskék sűrűn egymás mellett, felfelé irányulva állnak. A kőzetből kimállott példányoknál a füzérkoszorúk egy csipkézett szegélyű gallér benyomását keltik egymás felett váltakozva. A tüskévég az utolsó kisebb tüskekoszorúban végződik egy kihegyesedett tüskécskéjével.

A faj elterjedése: St. Cassian (Olaszország) és Brassó környéke (Erdély) ladin st. cassiani típusú rétegei.

*Cidaris palaformis* n. sp.

III. tábla 4

H o l o t y p u s : 1 db teljesen ép primertüske (T. 5496) a kőzetbe ágyazva MIHÁLY S. gyűjtéséből.

L o c u s t y p i c u s : Aggtelek, Jósmafő—Aggtelek közti műút, Béke-barlang feltételes buszmegálló melletti dolinaokdal.

S t r a t u m t y p i c u m : Középső-triász anizuszi (pelsói—alsó-illyr)-wettersteini zátonymészskő.

D e r i v a t i o n o m i n i s : palaformis = lapát alakú, a tüske formájára utal.

D e s c r i p t i o : A primertüske lapos, tojásdad, lapát alakú. Hossza 8,0 mm, szélessége 5 mm. A tüskekezdet gömb alakot mutat, sima felületű. A csuklópápa középső része bemélyedő. A tüskenyak 1 mm hosszú, sima. A tüsketörzs felületét felfelé domborodó alakú, hajlított, jól kiemelkedő redők díszítik vízszintes irányban, egymástól 0,1—0,3 mm távolságban. Számuk 7. A tüskévég a törzsből hirtelen legömbölyödő, ugyanolyan domborodó felületű, mint a díszítő ráncok.

D i a g n o s i s d i f f e r e n t i a l i s : A tüsketípus rokonságban áll a *Cidaris roemeri* faj lapát alakú alakkörével. A *C. roemeri* fajnál azonban a tüske nagy, vastkos bunkó és a redők homorúan helyezkednek el a tüsketörzsen. Számuk kevesebb és csak a tüskenyaktól a törzs közepéig borítják be a tüsketörzset.

*Cidaris batheri* n. sp.

IV. tábla 8—9

H o l o t y p u s : 1 db töredékes primertüske (T. 5253b) SCHOLZ G. gyűjtéséből.

L o c u s t y p i c u s : Aggtelek, Jósmafő—Aggtelek közti műút, a Vöröstó feletti műútoldal (II. sz. lelőhely).

S t r a t u m t y p i c u m : Középső-triász anizuszi (pelsói—alsó-illyr)-wettersteini zátonymészskő.

D e r i v a t i o n o m i n i s : F. BATHER paleontológusról.

V i z s g á l t a n y a g : A holotypus és a T. 5497 sz. példány (paratypus), melyet MIHÁLY S. gyűjtött a Vöröstó feletti műútoldal I. sz. lelőhelyéről.

D e s c r i p t i o : A holotypus rövid, a tüskekezdetétől a tüskévégig kehely alakúan kiszélesedő formájú primertüske. Sajnos a tüskekezdetet letört, de a mindössze 6 mm hosszú tüskéhez viszonyítva igen kicsi lehetett. A rövid tüskenyakból a tüskévég felé hosszirányban élesen kiemelkedő bordák indulnak ki zezgugos lefutásban. Ezek a tüsketörzsen kiterbélyesedve seprőnyaláb formára emlékeztetnek. A tüskévég hirtelen laposodó felülettel végződik, pereme a bordák miatt érdes.

A másik példány méreteiben azonos a holotypussal, de a szép díszítettség a kopottság miatt alig látható.

**Diagnosis differentialis:** A faj a legközelebbi hasonlóságot BATHER (1929, p. 239, Taf. CCLVIII., Fig. 36a—e) *Radiolus boletus* fajával mutatja, azonban annak méretei és díszítettsége némileg eltérő.

*Cidaris aggtelekenensis* n. sp.

V. tábla 4—5

**Holotypus:** 1 db teljesen ép primertüske (T. 5293c).

**Locus typicus:** Aggtelek, Jósfafő—Aggtelek közti műút, a Béke-barlang feltételes buszmegálló melletti dolinaoldal.

**Stratum typicum:** Középső-triász anizuszi (pelsői—alsó-illyr)-wettersteini zátonymészkö.

**Derivatio nominis:** Az Aggteleki-karsztról, mint lelőhelyről.

**Vizsgált anyag:** A holotypuson kívül előkerült még egy töredék (T.5253a—paratypus) a Vöröstó feletti műútdalból (II. sz. lelőhely) is.

**Descriptio:** A holotypus-tüske egyenes, 10 mm hosszú, tuskéfüggelékekkel gazdagon díszített típus. A túskevépa igen kicsi, vége a kőzetbe van ágyazva, így nem tanulmányozható. A tuskéfé és túskegyűrű egybeolvadt. A túskenyak rövid, sima. Felső végétől szorosan egymás mellett álló, felfelé irányuló, hegyes tuskéfüggelékek borítják a tusketörzset. Hosszuk 0,5 mm. Ez a díszítettség a törzsön körkörös lehet, de a kőzetbe ágyazottság miatt nem látható. A tusketörzs középső részén a tuskécskek között sűrűn kiemelkedő pontszerű dudorkák vannak. A túskevég kihegyesedően végződik.

**Diagnosis differentialis:** A triászban tudomásom szerint hasonló tusketípus nem ismert. Leginkább a jura korú *Cidaris bavarica* DESOR fajhoz hasonlít. Annak azonban hengerszerű bunkó alakja van, a túskevég legömbölyített. A tüske középső részén nincs pontszerű dudordíszítettség, helyette ott is sűrűn elhelyezkedő tuskéfüggelékek vannak. Korban is távol esnek egymástól.

*Cidaris wissmanni* DESOR, 1847

V. tábla 1—3

1841. *Cidaris spinosa* MÜNSTER — IV. p. 44., Tab. 3. Fig. 16.

1843. *Cidaris bispinosa* KLIPSTEIN — p. 272., Tab. 18. Fig. 12.

1847. *Cidaris wissmanni* DESOR — p. 26.

1849. *Cidaris spinosa* D'ORBIGNY — I. p. 205.

1852. *Cidaris spinosa* GIEBEL — p. 119. (ex syn.)

1858. *Cidaris wissmanni* DESOR — p. 22., Tab. II. Fig. 19.

1864. *Cidaris wissmanni* DESOR—LAUBE p. 5.

1865. *Cidaris wissmanni* DESOR—LAUBE p. 71., Tab. X. Fig. 8.

1903. *Cidaris wissmanni* DESOR—BROLLI p. 156., Taf. XVII. Fig. 49.

1912. *Cidaris wissmanni* DESOR—BATHER p. 195., Taf. XII. Fig. 352—358.

1936. *Cidaris wissmanni* DESOR—JEKELIUS p. 47.

**Vizsgált anyag:** 7 db főtüske, melyek közül 5 db (T. 5348, T. 5289c, T. 5337, T. 5338, T. 5329b) SCHOLZ G., 2 db (T. 5490a) MIHÁLY S. gyűjtése.

**Lelőhely:** Jósfafő—Aggtelek közti műút, a Béke-barlang feltételes buszmegálló melletti dolinaoldal.

**Kor és kifejlődés:** Középső-triász anizuszi (pelsői—alsó-illyr)-wettersteini zátonymészkö.

A T. 5490a. sz. példány megegyezik LAUBE (1865, p. 71., Taf. X. Fig. 8a.) leírásával és ábrájával. Sajnos a tüske vége hiányzik. A primertüske vékony, hosszú, lekerekített háromszögletű átmetszetet mutat. Hossza 17 mm.

A csuklópápa kicsi, széle hornyolt, közepe bemélyedő. A túskefő keskeny és kiemelkedő peremmel megy át a szintén hornyolt szélű túskegyűrűbe. A túskenyak 1 mm hosszú, a gyűrű végétől kiinduló hosszanti vonalacsák borítják. Ezek végigvonulnak az egész túske teteszen is. A túske teteszen felületét körkörösén, aránylag sűrűn, éles túskefüggelék (tövisek) vonják be, ezek szabálytalanul szétszórtak. A túske vég valószínűleg hegyes.

A többi példány a túske nek különböző töredékeit képviseli.

A faj elterjedése: St. Cassian, Seisi-Alpok (Olaszország) ladin rétegeiből, Brassó környéke (Erdély) ladin mészkövéből.

### *Cidaris serraedentata* n. sp.

VI. tábla 1–2

**H o l o t y p u s :** 1 db kőzetbe ágyazott, töredékes primertúske (T. 5285), melyet SCHOLZ G. (1972, p. 351., Taf. X. Fig. 1.) „indented on both sides” megjelöléssel ábrázol.

**L o c u s t y p i c u s :** Aggtelek, Jósvalfő—Aggtelek közti műút, a Béke-barlang feltételes buszmegálló melletti dolinaoldal.

**S t r a t u m t y p i c u m :** Középső-triász, anizuszi (pelsői—alsó-illyr)-wettersteini zátonymészkő.

**D e r i v a t i o n o m i n i s :** serraedentata = fűrészfogas, a törzsön levő túskefüggelék alakjára utal.

**V i z s g á l t a n y a g :** A holotypuson kívül előkerült még 3 példány. Ezek közül 1 db SCHOLZ G. (T. 5327a–b), 1 db SZILÁGYI F. (T. 5501) gyűjtése, mind a Béke-barlang feltételes buszmegálló melletti dolinaoldalból valók. 1 példányt (paratypus) gyűjtött még SCHRÉTER Z. 1927-ben (T. 5502) „Az aggtelek—jósvalfői országút K-i oldala, a 34 km-nél, a 438 és 394 m mag. pontok között” helymegjelöléssel. Ez a zátony területére esik, de lelőhelyeinkkel pontosan nem azonosítható.

**D e s c r i p t i o :** A holotypus primertúske henger alakú, a túske vég hiányzik, ezért mérhető hossza 15 mm. Mivel a túske kezdet nagyrésze kőzetbe van ágyazva és nem figyelhető meg, a paratypus (T. 5502) alapján egészítem ki a faj jellegét. Ennél a csuklópápa igen kicsi, közepe bemélyedő. A túskefő fokozatosan kiszélesedve megy át az éles peremmel rendelkező túskegyűrűbe, mely olyan kicsi, hogy szinte észrevétlenül fejlődik ki belőle a túskenyak. Ennek hossza 2 mm. A holotypus túske törzse jól megfigyelhető. A túske törzs két oldalát sűrűn, egyenlő nagyságú (0,4 mm) fűrészfogas elrendeződésű, hegyes, felfelé álló túskefüggelék borítják. Ezekon kívül az egész túske felület sima. A túske törzs a túske vég felé elvékonyodó.

**D i a g n o s i s d i f f e r e n t i a l i s :** A triász Echinoidea-irodalomban egyetlen hasonló típusú túske tet sem találtam. Úgyszintén a mezozoikum fiatalabb időszakából sem, így mezozoos fajjal nem hasonlíthatom össze. Formára hasonló alak az eocénből leírt *Cidaris serrata* és *C. subserrata*, de a köztes alakok hiánya irreálissá tesz minden közelebbi rokonságra való utalást.

### *Cidaris adunca* n. sp.

VI. tábla 3–5

**H o l o t y p u s :** 1 db primertúske-töredék (T. 5441), melyet SCHOLZ G. (1972, p. 351., Taf. X. Fig. 3.) — mint a *Cidaris serraedentata* fajnál — „indented on both side” Echinoidea-túskeként jelölt és ábrázolt.

**P a r a t y p u s o k :** 2 db primertúske, melyeket SCHOLZ G. (1972) szintén ábrázolt (T. 5440: Taf. X. Fig. 2.; T. 5442b: Taf. X. Fig. 8.).

*Locus typicus*: Aggtelek, Jósavfő—Aggtelek közti műút, a Béke-barlang feltételes buszmegálló melletti dolinaoldal.

*Stratum typicum*: Középső-triász anizuszi (pelsői—alsó-illyr)-wettersteini zátonymészkkő.

*Derivatio nominis*: *adunca* = kampószerű, a túskefüggelékek kampószerű alakjára utal.

*Vizsgált anyag*: A holotypuson és paratypusokon kívül még 10 db túske került elő a fent említett lelőhelyről. Ezek közül 8 db (T. 5337, T. 5329a, T. 5327c—h) SCHOLZ G., 2 db [T. 5494 (2 példány)] MIHÁLY S. gyűjtése. A *C. adunca* szintén gyakori előfordulású faj.

*Descriptio*: A holotypus primertúske hiányos, a túskekezdet és túskevég letörött. A túske törzs a túskenyaktól fokozatosan vastagodó, zömök. keresztmetszete kör alakú. Mérhető hossza: 16 mm. A törzs a túskevég felé fokozatosan elvékonyodik, valószínűleg hegyesen végződik. Az egyébként sima túske törzs két oldalán rövid (1—2 mm), erőteljes, kampószerű túskefüggelékek vannak egymástól 0,7—1,0 mm távolságban. Ezek mindegyike külön alapról indul ki, tehát jól elkülöníthetők az egymásban folytatódó fűrészfog-szerű elrendeződéstől. A többi példány töredékes és csak méreteikben (hosszúság, túskevastagság, a túskefüggelékek egymástól való távolsága) térnek el egymástól, de mind megegyeznek a kampószerű függelékek fent említett viselésében.

*Diagnosis differentialis*: A *Cidaris adunca* leginkább a jura korú *C. spinosa* AGASSIZ faj felé mutat hasonlóságot, azonban a kampószerű függelékek annál szórta, szabálytalanul helyezkednek el, a túske kevésbé erőteljes felépítésű. Alakhasonlóság mutatkozik az általam leírt (MIHÁLY S. 1979) felső-permi *Archaeocidaris hamata* és *A. schréteri* fajokkal is a kampós túskefüggelékek tekintetében (bár rokonsági kapcsolat nem lehetséges az *Archaeocidaris* sok permvégi kihalása miatt), továbbá más *Archaeocidaris* fajokkal: *Archaeocidaris couley* BOOS (BOOS 1929, p. 249., Pl. 27. Fig. 3. alsó-perm), *A. mosquensis* IVANOV (in FAAS p. 70., Tab. XIII. Fig. 24. — felső-karbon). Hasonló kampószerű függeléket viselnek az eocénben megjelent és máig is élő *Porocidaris* és *Goniocidaris* genusok egyes képviselői is.

### Összefoglalva:

Az Aggteleki-karszt középső-triász anizuszi zátonymészkkövéből előkerült 16 Echinoidea faj, ezek közül 2 faj a *Triadocidaris*, 2 faj a *Miocidaris*, 12 faj a *Cidaris* genusba tartozik. Leírásra került 7 új faj. A fajok jegyzéke:

*Triadocidaris liagora* (MÜNSTER)

*Triadocidaris hungarica* n. sp.

*Miocidaris pakistansensis* LINCK

*Miocidaris grandaeva* GOLDFUSS

*Cidaris longispina* ASSMANN

*Cidaris gladius* n. sp.

*Cidaris alutensis* (JEKELIUS)

*Cidaris dorsata* MÜNSTER

*Cidaris trigona* MÜNSTER

*Cidaris roemeri* WISSMANN

*Cidaris palaiformis* n. sp.

*Cidaris batheri* n. sp.

*Cidaris aggtelekensis* n. sp.

*Cidaris wissmanni* DESOR

*Cidaris serraedentata* n. sp.

*Cidaris adunca* n. sp.

## Biosztratigráfiai, biokronológiai, paleoökológiai megjegyzések

Az aggteleki zátony kifejlődést — mely egyedülálló kifejlődés az európai alpi középső-triászban és világviszonylatban is — a wettersteini mészkőösszetel alsó részébe tartozó steinalmi („Steinalm-Wettersteinkalk”) mészkőfáciessel párhuzamosítjuk. A nyílt self zátonyainak sorába tartozik, melyben a mészalgák és Hydrozoák, korallok (hermatypikus elemek) mellett járulékos faunaelemek (Molluscák, Brachiopodák, Crinoideák, Echinoideák) találhatóak. Az aggteleki zátonytestnél két fő biofációs-kifejlődést különíthetünk el: a mészszivacsos — hydrozoás — korallós mészkőfáciest és az echinodermatás — brachiopodás — molluscás mészkőfáciest. A zátonyfációs felépítése megegyezik a SCHÄFFER-féle vitalis nonstratum-os típusal (BOGSCH L. 1968). Biokronológiailag a zátonymészkő a flóra- és faunaelemek alapján a középső-triász anizuszi (pelsói — alsó-illyr) emeletbe tartozik (1. táblázat). A *Decurtella decurtata* (GIR.)-szint a Bóke-barlang feltételes buszmegálló környékén a pelsói al-emeletet rögzíti. A Physoporellák (Dasycladaceák) alapján a mészkő az anizuszi emeletbe tartozik: a *Diplopora annulatissima* PIA — mely a zátonymészkőben nincs — a felső-illyrben jelenik meg, így a zátonyfejlődés az alsó-illyr végére befejeződik (SCHOLZ 1972, p. 112.). Ellentmond ennek az a tény, hogy az aggteleki Echinoidea fauna a dél-alpi kifejlődésű st. cassiani faunával mutat hasonlóságot, mely a ladin emeletbe tartozik. Mégis az a véleményünk, hogy itt csak a st. cassianival megegyező fajok fajöltőinek az anizuszi emeletbe való lenyúlásával számolhatunk.

A zátonyban egykor élt Echinoideák morfológiai felépítése jól tükrözi a paleoökológiai viszonyokat is. A paleozóos Cidarisok váza nem szilárd, a táblák lazán, mozgathatóan kapcsolódtak egymáshoz, egyszerű felépítésűek. A rugalmas váz miatt az állat egy gumilabdához hasonlóvá vált, összehúzódott-kitágult, pulzáló mozgást végzett. A tüskék is lazán kapcsolódtak, nem alakult ki szilárd bázisuk. Így szerepük nem a mozgásban, hanem védekezésben volt. A táblák egymáshoz való imbrikált kapcsolata miatt az elhalás után a vázrészek hamar szétestek, az áramlással szétszóródtak. Paleozóos alakoknál (Archaeocidarisok) a legtrikább, hogy ezek együttmaradva fosszilizálódtak. A mezozoikumba átmenő Miocidaridae alakoknál a corona még imbrikált, a tüskék egyszerűek. A triászban fellépő Cidaridae fajoknál a táblák szilárdan összekapcsolódtak a varratok mentén, a váz merevvé vált, szilárd alapot szolgáltatott a bonyolult, sokféle alakú és díszítettségű tüskéknek. Az aggteleki anyagban nagyon változatos tüskéffélékeket (erős bordák, dudorok, tövisek, kampók) viselő alakokat találunk. A táblák közül a legtöbb nem egyedülálló, hanem több összekapcsolódva maradt meg, ez is bizonyítja a szilárd corona kialakulását. A Cidarisok a trópusi, ill. szubtrópusi melegtengerek árapályövének (litorál-zóna) lakói. Sziklás, kemény aljzatot és a zátonyteret kedvelik, a sziklák közé elbújva élnek vagy a tüskék forgómozgásával lakóüreget képeznek. Ez utóbbi esetben előfordul, hogy növekedésükkel a kisebb üregbe sajátmagukat is bezárják, szesszilis bentosszá válnak. Védettségük ugyan nagyobbá válik, de saját magukat is „fogságra” ítélik (ön-immuratio). Többségük azonban vagilis bentosz, tüskéikkel „gólyaláb-módra” lassan mozogtak.

A tüskék erős felépítésének, díszítettségének szerepe van még a vízmozgás mechanikai hatásaival szemben is. A hullámverés a sziklához csaphatja az állatot vagy kisebb kavicsdarabokat üthet a vázhoz, melyek, ha létfontosságú szervet (pl. vizedényrendszert) érnek a váz áttörésével, az állat azt regenerálni



## Az aggteleki középső-triász Echinoideák fajlétője

Fajok	A. triász	K. triász				F. triász Karni
		Anizuszi		Illyr	Ladin	
		Hydaspesi	Pelsői			
<i>Triadocidaris liagora</i> (MÜNSTER)						
<i>Triadocidaris hungarica</i> n. sp.						
<i>Miocidaris pakistanaensis</i> LINCK						
<i>Miocidaris grandaeva</i> GOLDFUSS						
<i>Cidaris longispina</i> ASSMANN						
<i>Cidaris gladius</i> n. sp.						
<i>Cidaris alutensis</i> (JEKELIUS)						
<i>Cidaris dorsata</i> MÜNSTER						
<i>Cidaris trigona</i> MÜNSTER						
<i>Cidaris roemeri</i> WISSMANN						
<i>Cidaris palaformis</i> n. sp.						
<i>Cidaris batheri</i> n. sp.						
<i>Cidaris aggtelekensis</i> n. sp.						
<i>Cidaris wissmanni</i> DESOR						
<i>Cidaris serraudentata</i> n. sp.						
<i>Cidaris adunca</i> n. sp.						

nem tudja, elpusztul. Nem értünk egyet SCHOLZ G. azon megállapításával, hogy az aggteleki zátony egyes részein talált tuskék habitusa jellemző lenne az adott életterre. Itt ugyanis az állat elhalása után a zátonyon belüli áramlások letördelték a tuskéket (nagyon sok a túskekezdet és túskevég-nélküli példány), a továbbiakban az izmok elrothadásával a tuskék végleg leváltak a vázról, szétszóródtak és allochton módon ágyazódhattak be a zátony bármelyik részén. Tehát nem eredeti életterükön voltak találhatóak.

A Cidarisok ragadozó életmódot folytatnak. Apróbb egysejtűekkel, szivacsokkal, csöhlakó-férgekkel, puhatestűekkel táplálkoznak. Erős rágószervvel („Arisztotelész-lámpása”) rendelkeznek. Ellenségeik a Decapodák, Asterozoák, egyes ragadozó halak ill. apálykor való szárazulatra kerülésük folytán a ragadozó tengeri madarak közül kerültek ki.

### IRODALOM

- ALBERTI T. 1864: Ueberblick über die Trias mit Berücksichtigung ihres Vorkommens in den Alpen. — pp. 1—351. Stuttgart.
- ASSMANN P. 1926: Die Fauna der Wirbellosen und die Diploporen der oberschlesischen Trias mit Ausnahme der Brachiopoden, Lamellibranchiaten, Gastropoden und Korallen. — Jahrb. Preuss. Geol. Landesanst. Berlin. Jg. 1925. 43. pp. 504—527.
- ASSMANN P. 1937: Revision der Fauna der Wirbellosen der oberschlesischen Trias. Echinozoa. — Abh. Preuss. Geol. Landesanst. Berlin. 170. pp. 21—24.
- BATHER F. 1912: A Bakony triászkorú tuskésbőrűi. — A Balaton Tud. Tanulm. Eredm. 1. (1). Pal. Füg. 1/6. pp. 1—300.
- BATHER F. 1929: Triassic Echinoderms of Timor. Abh. XXX. — Paleont. Timor. Lief. XVI. pp. 215—255. Stuttgart.
- BEYRICH H. E. 1862: Über das Vorkommen St. Cassianer Versteinerungen bei Füssen. — Monatsber. Königl. Akad. Wiss. Berlin. pp. 27—40.
- BOGSCH L. 1968: Általános őslénytan. — Tankönyvkiadó. pp. 5—281. Budapest.
- BOOS F. M. 1929: Stratigraphy and fauna of the Luta Limestone (Permian) of Oklahoma and Kansas. — Journ. Pal. 3. 3. pp. 241—250.
- BROILI F. 1903: Die Fauna der Pachycardientuffe der Seiser Alp. — Palaeontogr. 50. pp. 145—227.
- DESOR E. 1847: Catalogue raisonné des familles, des genres et des espèces de la classe des échinodermes. — Ann. Sci. Nat. ser. 3. Zool. 7. pp. 129—168.; 8. pp. 5—35., 355—380.
- DESOR E. 1858: Synopsis des Échinides fossiles. — pp. 1—490. Atlas: Pl. I—XLIV. Paris.
- DÖDERLEIN L. 1887: Die japanischen Seeigel. Teil I.: Familie Cidaridae und Saleniidae. — pp. 1—59. Stuttgart.
- DURHAM J. W. — MELVILLE R. V. 1957: A classification of Echinoids. — Journ. Pal. 31. 1. pp. 242—272.
- ECK H. 1865: Ueber die Formation des bunten Sandsteins und des Muschelkalks in Oberschlesien und ihre Versteinerungen. — pp. 1—153. Berlin.
- FAAS V. A. 1939: Klassz Echinoidea. (In: GORSKY J. J. edit.: The Atlas of the leading forms of the fossil faunas of USSR. 5. The Middle and Upper Carboniferous.) — Centr. Geol. Prosp. Inst. pp. 1—180. Leningrad.
- FELL H. B. 1966: Cidaroids. — In MOORE R. C. edit.: Treatise on Invertebrate Paleontology. Part U. Echinodermata. 3. 1. pp. 312—339.
- FRENZEL K. 1920: Über einige Versteinerungen aus dem Muschelkalk des Kraichgaues. — Jahresber. Mittell. Oberrhein. Geol. Verein. 9. pp. 42—56. Stuttgart.
- GIEBEL C. G. 1852: Deutschlands Petrefacten. — pp. 1—706. Leipzig.
- HAUFER F. 1857: Ein Beitrag zur Kenntnis der Fauna der Raibler Schichten. — Sitzungsber. k. Akad. Wiss. Wien. 24. pp. 537—566.

- JEKELIUS E. 1936: Der weisse Triaskalk von Brasov und seine Fauna. — An. Inst. Geol. Romaniei. 17. pp. 1—51.
- KIER P. M.—LAWSON M. H. 1978: Index of living and fossil Echinoids 1924—1970. — Smithsonian Inst. Press. Contr. Paleobiol. 34. pp. 1—182.
- KLIPSTEIN A. 1843: Beiträge zur geologischen und topographischen Kenntniss der östlichen Alpen. — 1. pp. 1—311. Giessen.
- KOECHLIN-SCHLUMBERGER J.—MÉRIAN P. 1856: Sur la formation de Saint-Cassian dans de Voralberg et dans le Tyrol septentrional. — Bull. Soc. Géol. France. (2) 12. pp. 1045—1065.
- LAMBERT J.—THIÉRY P. 1909—1925: Essai de nomenclature raisonnée des Échinides. — pp. 1—607. Chaumont.
- LAUBE C. G. 1864: Bemerkungen über die Münster'schen Arten von St. Cassian in der Münchener Paläontologischen Sammlung. — Jahrb. Geol. Reichsanst. 14. pp. 402—412. Wien.
- LAUBE C. G. 1865: Die Fauna der Schichten von St. Cassian. Ein Beitrag zur Paläontologie der alpinen Trias. — Denkschr. Akad. Wiss. Math. Naturw. Wien. 24. pp. 223—296.
- LINCK O. 1955: Ein bemerkswerter Seeigel-Rest (*Miocidaris pakistanensis* n. sp.) aus der Unter-Trias der Salt Range (Pakistan). — Neues Jahrb. Geol. Pal. Mh. 11. pp. 489—495.
- MIHÁLY S. 1976: Echinoidea-maradványok a Bükk hegység felsőkarbonjából. — Földt. Int. Évi Jel. 1974-ről, pp. 409—414.
- MIHÁLY S. 1980: Echinoidea-maradványok a Bükk hegység felsőpermjéből. — Földt. Int. Évi Jel. 1978-ről, pp. 399—412.
- MORTENSEN T. 1928: A monograph of the Echinoidea. I. Cidaroida. Text u. Atlas. — pp. 1—551. Copenhagen.
- MÜNSTER G. 1841: Beiträge zur Geognosie und Petrefacten-Kunde des südöstlichen Tirols vorzüglich der Schichten von St. Cassian. — IV. pp. 1—152. Bayreuth.
- D'ORBIGNY A. 1849: Prodrôme de paléontologie stratigraphique universelle des animaux mollusques et rayonnés. I—III. — Paris.
- QUENSTEDT A. F. 1872—75: Petrefactenkunde Deutschlands. — Abt. I. 3. Atlas.
- SCHOLZ G. 1972: An Anisian Wetterstein Limestone reef in North Hungary. — Acta Univ. Szeged. Acta Min. Petr. 20. 2. pp. 337—362.
- SCHOLZ G. 1973: Anizuszi-wettersteini mészkőzátony Észak-Magyarországon. — Földt. Int. Évi Jel. 1971-ről, pp. 99—115.
- SZÖRÉNYI E. 1955: Bakonyi kréta Echinoideák. — Geol. Hung. Ser. Pal. 26. pp. 1—332.
- SZÖRÉNYI E. 1961: Magyarországi mezozoós Echinodermaták. — Földt. Int. Évk. 49. 1. pp. 255—259.

## MITTELTRIADISCHE ECHINOIDEEN DES AGGTELEKER KARSTES (NORDUNGARN)

VON  
S. MIHÁLY

Geschichte und Schrifttum der geologischen Erforschung des uns interessierenden Gebietes sind bei G. SCHOLZ (1972, 1973) zu finden, der sich ausführlich mit der mitteltriadischen, anisischen (Pelson—unteres Illyr) Riffkalkstein-Entwicklung des Aggteleker-Karstes, mit Absonderung der Fazies und deren Faunen befasst hat. Diese Riffentwicklung — die unter den südalpinen Ausbildungen Europas sogar im Weltmassstab alleinstehend ist — wird mit dem

zum unteren Teil des Wettersteiner Kalksteinkomplexes gehörenden „Steinalm-Wettersteinkalk“ parallelisiert. Die Echinoideen-Fauna aus dem Riffkalkstein wurde vom Verfasser bearbeitet. 16 Arten wurden beschrieben, von diesen erwiesen sich 7 als Neuarten. Die Fauna weist Ähnlichkeit zu der Echinoideen-Fauna von St. Cassian (Ladin) auf.

Classis: Echinoidea LESKE, 1778

Subclassis: Perischoechinoidea M'COY, 1849

Ordo: Cidaroida CLAUS, 1880

Familia: Miocidaroidae DURHAM et MELVILLE, 1957

Genus: Triadocidaris DÖDERLEIN, 1887

*Triadocidaris hungarica* n. sp.

Tafel I, Fig. 5

**H o l o t y p u s :** 2 IA-Grosstafeln, denen sich noch ein fragmentärer, abgenutzter Grosstafelteil anschliesst (T. 5500).\*

**L o c u s t y p i c u s :** Aggtelek, die Strasse zwischen Jósaváő und Aggtelek, Dolinhang bei der Autobushaltestelle „Béke-Höhle“. Das Exemplar wurde von F. SZILÁGYI gesammelt.

**S t r a t u m t y p i c u m :** Mitteltriadischer, anisischer (Pelson – unteres Illyr) Wettersteiner Riffkalkstein.

**D e r i v a t i o n o m i n i s :** nach Ungarn.

**D e s c r i p t i o :** Die IA-Grosstafeln sind miteinander eng zusammenhängend, die Nahtlinien dazwischen lassen sich trotz der engen Verbindung gut erkennen. Ihre Form ist ein etwas ausgezogenes Fünfeck, ihr Durchmesser ist 4 mm. Auf den Tafeln sitzt ein ziemlich hochragender Warzenkörper von glatter Oberfläche, der sehr klein ist. In seiner Mitte befindet sich ein runder, durchbohrter Warzenkopf. Den Warzenkörper trennt ein Warzenhof von kleinem Durchmesser (0,1 mm) von der weiteren Oberfläche der Tafel. Der Warzenhof ist von keiner, aus grossen Wülsten bestehenden Perlenkette umgrenzt. Unmittelbar von seinem Rand gehen sehr kleine, kugelförmige Körnchen aus. Diese liegen dicht, unregelmässig nebeneinander bis zum Tafelrand und auf der anderen Tafel setzen sie sich nach der Nahtlinie wieder dicht fort.

**D i a g n o s i s d i f f e r e n t i a l i s :** Die Art weist am ehesten mit *Triadocidaris immunita* (BATHER 1912, Taf. VI, Fig. 149) eine Ähnlichkeit auf. Ein Unterschied besteht nur darin, dass bei der letzteren Form zwar die Perlenkette auch fehlt, doch der Warzenhof breiter ist. Die geringzähligen Körnchen sind von zwei verschiedener Grösse, während bei *Triadocidaris hungaricus* sie gleich gross sind und dicht nebeneinander vorkommen, und das ist für die Art charakteristisch. Unsere Neuart ist noch der von JEKELIUS beschriebenen (1936, p. 43, Taf. II, Fig. 24–26) *Miocidaris barzwiaei* ähnlich, doch ist der Warzenhof auch bei dieser Form grösser und zudem trägt diese eine deutliche Perlenkette.

\* Alle beschriebenen Exemplare sind in der Trias-Sektion der Paläontologisch-Stratigraphischen Sammlung des MÁFI-Museums aufbewahrt.

Familia: Cidaridae GRAY, 1825  
 Subfamilia: Cidarinae GRAY, 1825  
 Genus: Cidaris LESKE, 1778

*Cidaris gladius* n. sp.

Tafel II, Fig. 5; Tafel III, Fig. 1

**H o l o t y p u s :** Ein im Gestein eingebetteter Primärstachel (T. 5340), den G. SCHOLZ (1972, p. 351, Tab. X, Fig. 6) als „lanceolate“ Echinoideen-Stachel bezeichnete und abbildete.

**L o c u s t y p i c u s :** Aggtelek, Strasse zwischen Jósvalfö und Aggtelek, Dolinenhang bei der Autobushaltestelle „Béke-Höhle“.

**S t r a t u m t y p i c u m :** Mitteltriadischer, anisischer (Pelson – unteres Illyr) Wettersteiner Riffkalkstein.

**D e r i v a t i o n o m i n i s :** gladius = Säbel; ein Hinweis auf einem langen, abgeplatteten Säbel ähnliche Form des Stachels.

**U n t e r s u c h t e s M a t e r i a l :** Der Holotypus (T. 5340) und 1 Stück Stachelfragment (Paratypus = T. 5442a), das von G. SCHOLZ gesammelt wurde.

**D e s c r i p t i o :** Primärstachel des Holotypus lang, wie ein abgeplatteter Säbel. An beiden Seiten sind seine Ränder hochragend, scharf. Der Stachelzipfel fehlt, so ist die messbare Länge des Stachels 38 mm. Die Gelenkpfanne ist sehr klein, in der Mitte eingetieft. Der Stachelkopf geht fast unmerklich in den Stachelring über, dessen wahrscheinliche Skulptur wegen der Abnutzung nur zu ahnen ist. Der Stachelhals ist 5 mm lang, in Längsrichtung mit kleinen, runden Wülstchen verziert. Vom Ende von diesen geht die Reihe von Rippen aus, die sich an beiden Seiten des sich auf 4 bis 5 mm breiten Stachelkörpers in Längsrichtung hinziehen. Diese sind dünn, hochragend, dicht parallel laufend. Der Stachelzipfel fehlt, wahrscheinlich war er spitz endend. Das andere Exemplar stellt einen Teil des Stachelkörpers dar, der bloss die Säbelform aufweist.

**D i a g n o s i s d i f f e r e n t i a l i s :** Aufgrund ihrer Form kommt *Cidaris gladius* der auch von LAUBE abgebildeten (1865, Taf. X, Fig. 5a) *C. decorata* MÜNSTER (1841, Taf. III, Fig. 22) am nächsten. Bei dieser ist jedoch der Stachel kolbenförmig, seine Ränder sind nicht scharf. Bei *C. decorata* ist auch die Skulptur des Stachelkörpers ganz anders, mit wesentlichen Unterschieden.

*Cidaris palaformis* n. sp.

Tafel III, Fig. 4

**H o l o t y p u s :** 1 Stück ganz unversehrter Primärstachel (T. 5496), im Gestein eingebettet, von S. MIHÁLY gesammelt.

**L o c u s t y p i c u s :** Aggtelek, Strasse zwischen Jósvalfö und Aggtelek, Dolinenhang bei der Autobushaltestelle „Béke-Höhle“.

**S t r a t u m t y p i c u m :** Mitteltriadischer, anisischer (Pelson – unteres Illyr) Wettersteiner Riffkalkstein.

**D e r i v a t i o n o m i n i s :** palaformis = schaufelförmig; ein Hinweis auf die Form des Stachels.

**D e s c r i p t i o :** Primärstachel flach, oval, schaufelförmig. Länge 8,0 mm, Breite 5 mm. Die Stachelanlage ist kugelförmig, von glatter Oberfläche. Die Gelenkpfanne ist in der Mitte eingetieft. Der Stachelhals ist 1 mm lang, glatt. Die Oberfläche des Stachelkörpers ist mit ziemlich hoch ragenden, gekrümmten, aufwärts gewölbten Falten verziert, die in horizontaler Richtung, in

0,1 bis 0,3 mm-Abständen auftreten. Ihre Zahl ist 7. Der Stachelzipfel wird vom Stachelkörper ausgehend plötzlich abgerundet, mit genauso aufgewölbter Oberfläche wie die sie verzierenden Runzeln.

**Diagnosis differentialis:** Der Stacheltypus steht mit dem schaufelförmigen Formenkreis von *Cidaris roemeri* in Verwandtschaft. Allerdings ist der Stachel bei dieser Art ein grosser, stämmiger Kolben und die Falten sind am Stachelkörper konkav ausgebildet. Ihre Zahl ist kleiner und sie bedecken den Stachelkörper vom Stachelhals nur bis zur Mitte des Körpers.

*Cidaris baltheri* n. sp.

Tafel IV, Fig. 8–9

**Holotypus:** 1 Stück unvollständiger Primärstachel (T. 5253b), von G. SCHOLZ gesammelt.

**Locus typicus:** Aggtelek, Strasse zwischen Jósvalfő und Aggtelek, Böschung der Strasse oberhalb des Vöröstó (Fundort II).

**Stratum typicum:** Mitteltriadischer, anisischer (Pelson—unteres Illyr) Wettersteiner Riffkalkstein.

**Derivatio nominis:** nach dem Paläontologen F. BATHER.

**Untersuchtes Material:** Der Holotypus und das Exemplar T. 5497 (Paratypus), das von S. MIHÁLY vom Fundort I, von der Strassenböschung oberhalb des Vöröstó gesammelt wurde.

**Descriptio:** Der Holotypus ist ein kurzer Primärstachel, der von der Stachelanlage bis zum Stachelzipfel sich kelchförmig ausbreitet. Leider ist die Stachelanlage abgebrochen, doch scheint sie im Vergleich zum 6 mm langen Stachel sehr klein gewesen zu sein. Vom kurzen Stachelhals gehen scharf ausragende Rippen aus, die in Längsrichtung, dem Stachelzipfel zu, in zackiger Linie laufen. Am Stachelkörper ausgebreitet, erinnern sich diese an ein Besenbündel in Form. Der Stachelzipfel endet mit einer plötzlich flach werdenden Oberfläche, sein Rand ist wegen der Rippen rauh.

Das andere Exemplar ist an Grösse dem Holotypus gleich, doch ist die schöne Skulptur der Abnutzung zufolge kaum sichtbar.

**Diagnosis differentialis:** Die nächste Ähnlichkeit zeigt die Art mit dem von BATHER aufgestellten (1929, p. 239, Taf. CCLVIII, Fig. 36a–c) *Radiolus boletus*, doch sind dessen Abmessungen und Skulptur etwas abweichend.

*Cidaris aggtelekensis* n. sp.

Tafel V, Fig. 4–5

**Holotypus:** 1 Stück vollkommen unversehrter Primärstachel (T. 5293c).

**Locus typicus:** Aggtelek, Strasse zwischen Jósvalfő und Aggtelek, Dolinenhang bei der Autobushaltestelle „Béke-Höhle“.

**Stratum typicum:** Mitteltriadischer, anisischer (Pelson—unteres Illyr) Wettersteiner Riffkalkstein.

**Derivatio nominis:** nach dem Aggteleker Karst, als Fundort.

**Untersuchtes Material:** Ausser dem Holotypus wurde noch ein Bruchstück (T. 5253a—Paratypus) auch an der Strassenböschung oberhalb des Vöröstó-Sees gefunden (Fundort II).

**Descriptio:** Der Holotypus ist ein Stachel, der mit 10 mm langen, geraden Stachelanhängen reichlich verziert ist. Die Stachelpfanne ist sehr klein,

ihr Ende ist im Gestein eingebettet und deswegen nicht studierbar. Stachelkopf und Stachelring sind verschmolzen. Der Stachelhals ist kurz und glatt. Von seinem oberen Ende bedecken den Stachelkörper dicht nebeneinander stehende, aufwärts gerichtete, spitze Stachelanhänge. Ihre Länge ist 0,5 mm. Diese Skulptur kann am Körper konzentrisch sein, doch wegen der Einbettung im Gestein ist sie unsichtbar. Im mittleren Teil des Stachelkörpers zwischen den Stachelchen befinden sich dicht hochragende, punkartige Wülstchen. Der Stachelzipfel ist spitz endend.

**Diagnosis differentialis:** Insofern es mir bekannt ist, hat man in der Trias keinen ähnlichen Stacheltypus gefunden. Am ehesten ähnelt unsere Form der jurassischen *Cidaris bavarica* DESOR. Diese ist jedoch von zylindrischer bündelförmiger Gestalt und der Stachelzipfel ist bei ihr abgerundet. Im mittleren Teil des Stachels gibt es keine punkartige Wulstverzierung, statt ihrer kommen auch dort dicht nebeneinander liegende Stachelanhänge vor. Auch altersmässig fallen die beiden Arten weit voneinander.

*Cidaris serraedentata* n. sp.

Tafel VI, Fig. 1–2

**H o l o t y p u s :** 1 Stück im Gestein eingebetteter, unvollständiger Primärstachel (T. 5285), den G. SCHOLZ (1972, p. 351, Taf. X, Fig. 1) mit dem Vermerk „indented on both sides“ abbildete.

**L o c u s t y p i c u s :** Aggtelek, Strasse zwischen Jósvalfö und Aggtelek, Dolinenhang bei der Autobushaltestelle „Béke-Höhle“.

**S t r a t u m t y p i c u m :** Mitteltriadischer, anisischer (Pelson – unteres Illyr) Wettersteiner Riffkalkstein.

**D e r i v a t i o n o m i n i s :** serraedentata = sägezählig; ein Hinweis auf die Form der Stachelanhänge am Stachelkörper.

**U n t e r s u c h t e s M a t e r i a l :** Ausser dem Holotypus sind noch drei Exemplare zum Vorschein gekommen. Von diesen wurde 1 Stück von G. SCHOLZ (T. 5327a–b), 1 Stück von F. SZILÁGYI (T. 5501) gesammelt und alle kommen vom Dolinenhang bei der Autobushaltestelle „Béke-Höhle“. Ein Exemplar wurde in 1927 noch von Z. SCHRÉTER (T. 5502) mit der Ortsbezeichnung „Ostseite der Strasse von Aggtelek – Jósvalfö, bei 34 km, zwischen den Höhepunkten von 438 und 394 m“ gesammelt. Dieses fällt in den Riffraum, aber mit unseren Fundorten lässt es sich nicht identifizieren.

**D e s c r i p t i o :** Der zum Holotypus dienende Primärstachel ist zylindrförmig, der Stachelzipfel fehlt und demzufolge beträgt seine messbare Länge 15 mm. Da die Stachelanlage grösstenteils im Gestein eingebettet ist und demzufolge nicht beobachtet werden kann, ergänze ich die spezifischen Merkmale der Art an Hand des Paratypus (T. 5502). Bei dieser Form ist die Gelenkpfanne sehr klein, ihre Mitte eingetieft. Der Stachelkopf wird allmählich breiter und so geht in den scharfrandigen Stachelring über, der so klein ist, dass der Stachelhals sich daraus kaum merklich entwickelt. Die Länge von diesem ist 2 mm. Der Stachelkörper des Holotypus lässt sich gut beobachten. Die beiden Seiten des Stachelkörpers sind mit dicht nebeneinander stehenden, gleich grossen (0,4 mm), sägezahnartig angeordneten, spitzen, aufwärts gerichteten Stachelanhängen bedeckt. Von diesen abgesehen ist die ganze Stacheloberfläche glatt. Der Stachelkörper wird, dem Stachelzipfel zu, immer dünner.

**Diagnosis differentialis:** In der Literatur über triadische Echinoideen habe ich keinen Stachel von ähnlichem Typus gefunden, und dasselbe gilt auch für den jüngeren Teil des Mesozoikums. So kann ich die neue

Art mit keiner mesozoischen Form vergleichen. Nach äusserer Form sind die aus dem Eozän beschriebenen Arten *Cidaris serrata* und *C. subserrata* ähnlich, doch macht das Fehlen von Zwischenformen jeden Hinweis auf eine nähere Verwandtschaft ganz unreal.

*Cidaris adunca* n. sp.

Tafel VI, Fig. 3—5

**H o l o t y p u s :** 1 Bruchstück Primärstachel (T. 5441), das G. SCHOLZ (1972, p. 351, Taf. X, Fig. 3) — wie bei der Art *Cidaris serraedentata* — als einen Echinoideen-Stachel „indented on both sides“ bezeichnete und abbildete.

**P a r a t y p e n :** 2 Stück Primärstachel, die G. SCHOLZ (1972) ebenfalls abgebildet hat (T. 5440: Taf. X, Fig. 2; T. 5442b: Taf. X, Fig. 8).

**L o c u s t y p i c u s :** Aggtelek, Strasse zwischen Jósvalfő und Aggtelek, Dolinenhang bei der Autobushaltestelle „Beke-Höhle“.

**S t r a t u m t y p i c u m :** Mitteltriadischer, asiatischer (Pelson — unteres Illyr) Wettersteiner Riffkalkstein.

**D e r i v a t i o n o m i n i s :** *aduncus* = hakenförmig; ein Hinweis auf die Form der Stachelanhänge.

**U n t e r s u c h t e s M a t e r i a l :** Ausser dem Holotypus und dem Paratypus sind noch 10 Stachel von den obenerwähnten Fundorten zum Vorschein gekommen. Von diesen wurden 8 Stück (T. 5337, T. 5329a, T. 5327c—h) von G. SCHOLZ, 2 Stück [T. 5494 (zwei Exemplare)] von S. MIHÁLY gesammelt. *C. adunca* ist ebenfalls eine häufig vorkommende Art.

**D e s c r i p t i o :** Der Primärstachel, der zum Holotypus dient, ist unvollständig, Stachelanlage und Stachelzipfel sind abgebrochen. Der Stachelkörper wird vom Stachelhals ausgehend allmählich dicker, ist stämmig, von kreisförmigem Querschnitt. Seine messbare Länge ist 16 mm. Der Körper wird, dem Stachelzipfel zu, immer dünner und scheint spitzförmig zu enden. An beiden Seiten des übrigens glatten Stachelkörpers gibt es kurze (1—2 mm), kräftige, hakenförmige Stachelanhänge, in 0,7 bis 1,0 mm-Abständen. Jeder von diesen geht von einer gesonderten Basis aus, also sie lassen sich von der ineinander übergehenden sägezahnförmigen Anordnung gut unterscheiden. Die anderen Exemplare sind unvollständig und weichen mit ihren Abmessungen (Länge, Stacheldicke, Abstand der Stachelanhänge) voneinander ab, doch stimmen alle hinsichtlich des soeben erwähnten Verhaltens der hakenförmigen Anhänge überein.

**D i a g n o s i s d i f f e r e n t i a l i s :** *Cidaris adunca* weist die grösste Ähnlichkeit zur jurassischen *C. spinosa* AGASSIZ auf, doch bei diesen sind die hakenförmigen Anhänge zerstreut, unregelmässig angeordnet. Eine Homöomorphie hinsichtlich der hakenförmigen Stachelanhänge zeigt sich auch mit den von mir beschriebenen (S. MIHÁLY 1979), oberpermischen Arten *Archaeocidaris hamata* und *A. schröteri* (obwohl wegen des spätpermischen Aussterbens der Archaeocidaris eine Verwandtschaftsbeziehung unmöglich ist), ferner mit anderen Archaeocidaris-Arten: *Archaeocidaris cowley* BOOS (Boos 1929, p. 249, Taf. 27, Fig. 3 — unteres Perm), *A. mosquensis* IVANOV (in FAAS, p. 70, Taf. XIII, Fig. 24 — oberes Karbon). Ähnliche hakenförmige Anhänge werden auch von manchen Vertretern der im Eozän erschienenen und bis heute lebenden Gattungen *Porocidaris* und *Goniocidaris* getragen.



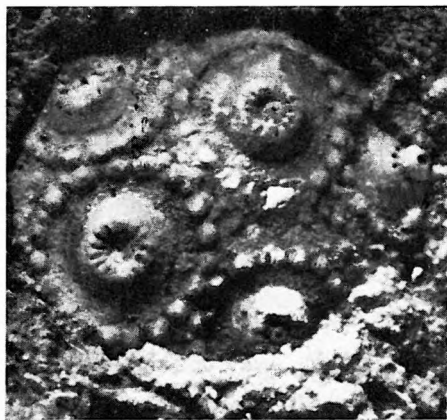
## I. tábla — Tafel I

1. *Triadocidaris liagora* (MÜNSTER), T. 5435 — 6 ×
2. *Triadocidaris liagora* (MÜNSTER), T. 5498 — 7 ×
3. *Triadocidaris liagora* (MÜNSTER), T. 5434 — 7 ×
4. *Triadocidaris liagora* (MÜNSTER), T. 5499 — 7 ×
5. *Triadocidaris hungarica* n. sp. Holotypus, T. 5500 — 7 ×
6. *Miocidaris grandaeva* GOLDFUSS, T. 5503 — 5 ×

Fotó: PELLÉRDY



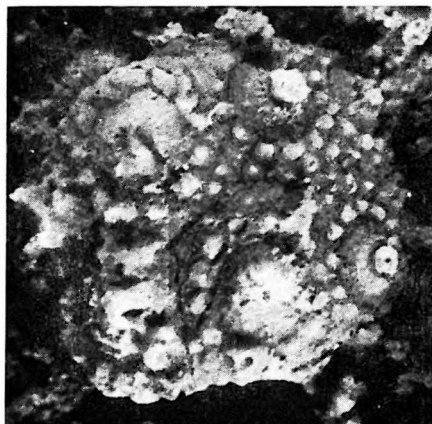
1



2



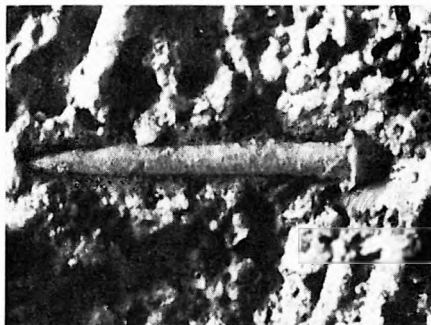
3



4



5



6

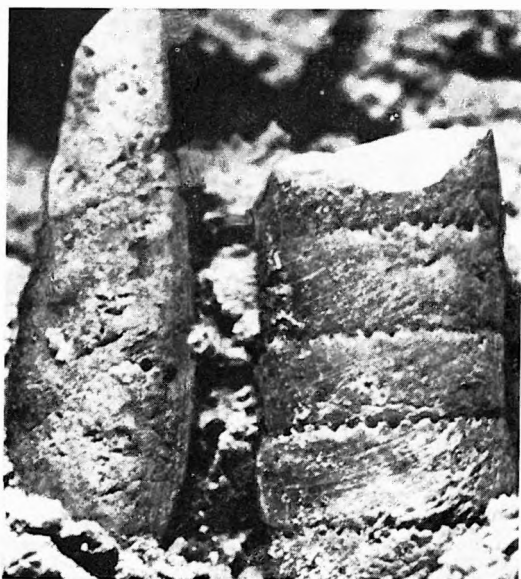
**II. tábla — Tafel II**

1. *Miocidaris pakistanensis* LINCK, T. 5439 — 7×
2. *Miocidaris pakistanensis* LINCK, *Entrochus silesiacus* BEYRICH, T. 5231 — 6×
3. *Cidaris longispina* ASSMANN, T. 5489 — 3×
4. *Cidaris longispina* ASSMANN, T. 5289b — 5×
5. *Cidaris gladius* n. sp. Paratypus. T. 5442a — 7×

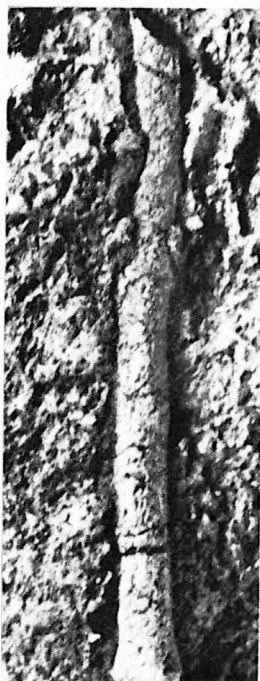
Fotó: PELLÉRDY



1



2



3



4

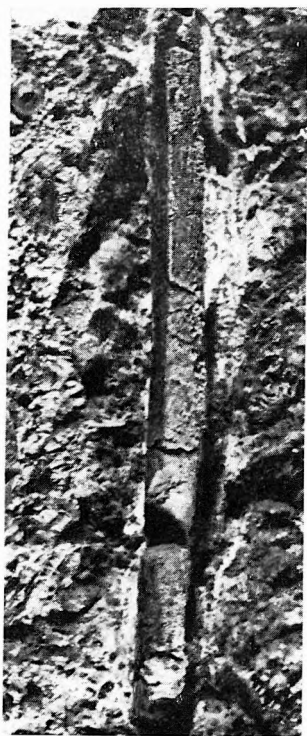


5

**III. tábla — Tafel III**

1. *Cidaris gladius* n. sp. Holotypus, T. 5340 — 3×
2. *Cidaris roemeri* WISSMANN, T. 5495 — 7×
3. *Cidaris roemeri* WISSMANN, T. 5343 — 7×
4. *Cidaris palaformis* n. sp. Holotypus, T. 5496 — 7×
5. *Cidaris dorsata* MÜNSTER, T. 5341 — 5×

Fotó: PELLÉRDY



1



2



3



4

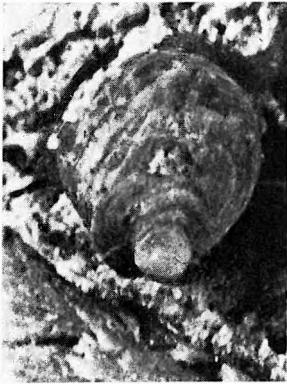


5

## IV. tábla — Tafel IV

1. *Cidaris trigona* MÜNSTER, T. 5234b — 7 ×
2. *Cidaris trigona* MÜNSTER, T. 5491 — 7 ×
3. *Cidaris trigona* MÜNSTER, T. 5493a — 7 ×
4. *Cidaris trigona* MÜNSTER, T. 5293a — 5 ×
5. *Cidaris trigona* MÜNSTER, T. 5252 — 7 ×
6. *Cidaris trigona* MÜNSTER, T. 5339 — 6 ×
7. *Cidaris alutensis* (JEKELIUS), T. 5255 — 4 ×
8. *Cidaris batheri* n. sp. Holotypus, T. 5253b — 7 ×
9. *Cidaris batheri* n. sp. Paratypus, T. 5497 — 7 ×

Fotó: PELLÉRDY



1



2



3



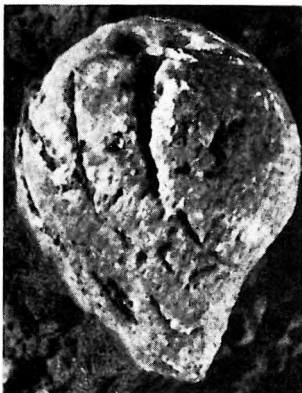
4



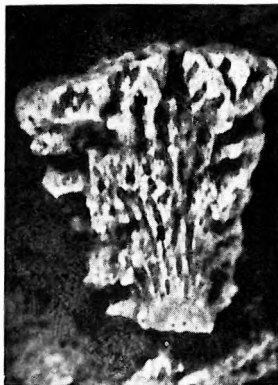
5



6



7



8



9



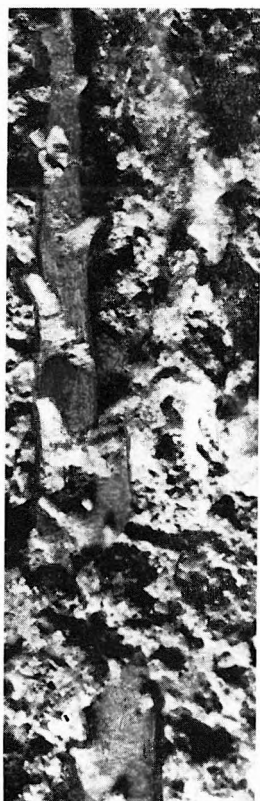
**V. tábla — Tafel V**

1. *Cidaris wissmanni* DESOR, T. 5348 — 7×
2. *Cidaris wissmanni* DESOR, T. 5490a — 5×
3. *Cidaris wissmanni* DESOR, T. 5490a — 6×
4. *Cidaris aggtelekensis* n. sp. Holotypus, T. 5293c — 7×
5. *Cidaris aggtelekensis* n. sp. Paratypus, T. 5253a — 7×

Fotó: PELLÉRDY



1



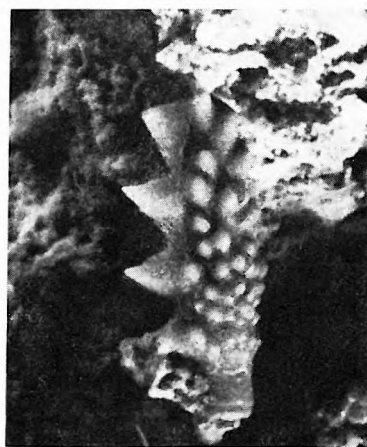
2



3



4



5

**VI. tábla — Tafel VI**

1. *Cidaris serraedentata* n. sp. Holotypus, T. 5285 — 6×
2. *Cidaris serraedentata* n. sp. Paratypus, T. 5502 — 5×
3. *Cidaris adunca* n. sp. Holotypus, T. 5441 — 6×
4. *Cidaris adunca* n. sp. 5329a — 7×
5. *Cidaris adunca* n. sp. Paratypus, T. 5442b — 7×

Fotó: PELLÉRDY



1



2



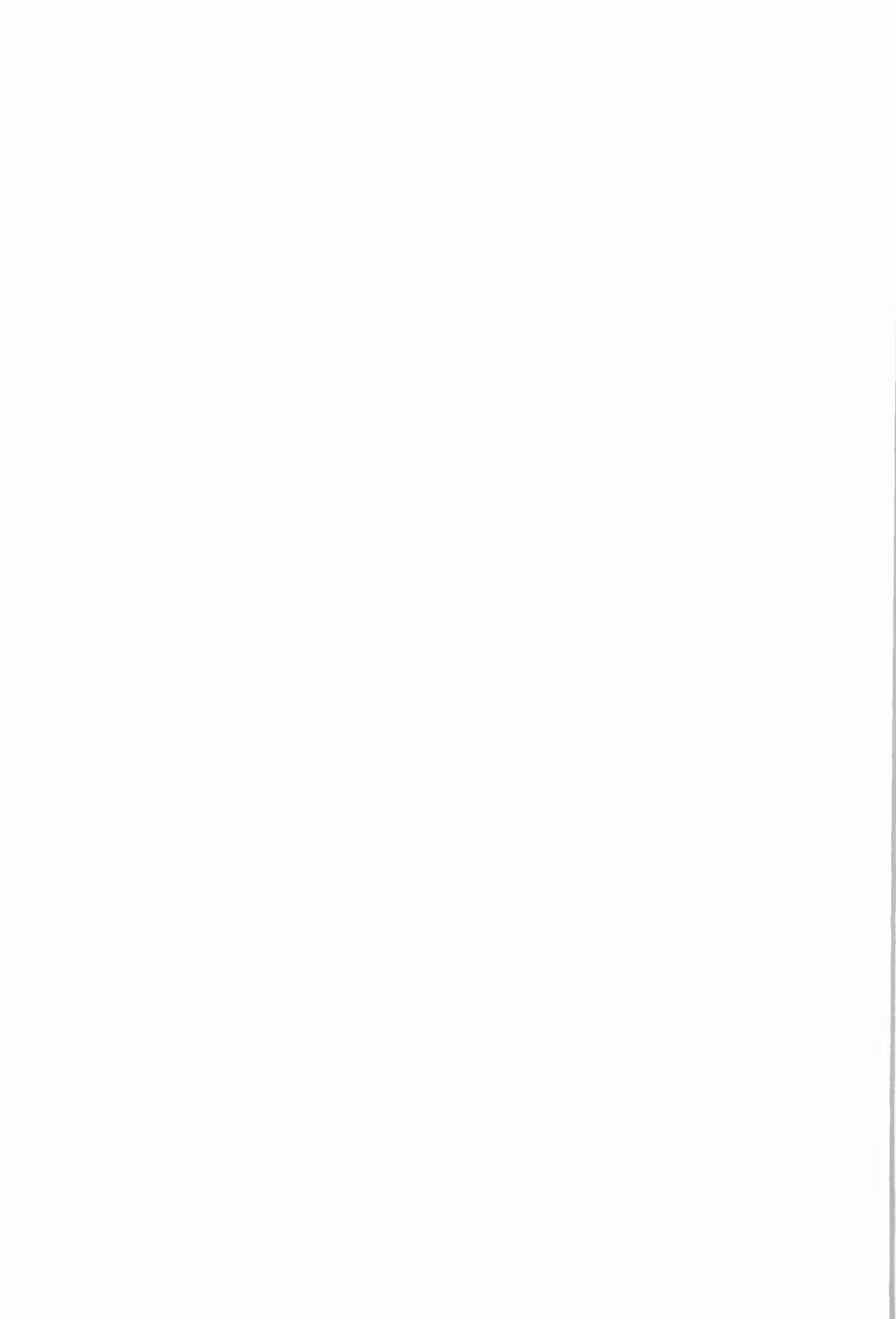
3



4



5



## ÚJ, VALAMINT PATOLÓGIKUS BRACHIOPODÁK ÉS AMMONITSEK A TATAI KÁLVÁRIA-DOMB JURA RÉTEGEIBŐL\*

VIGH GUSZTÁV

Szerző dolgozata első részében a tatai felső-jura üledékekből származó új Brachiopoda és Ammonites fajokat (alfajokat) ír le (*Pygope triangulus angulata*, *P. discissa tenuis*, *P. vomer*, *Pterolytoceras orsinii depressale*, *Jabronella angustumbilica*). A dolgozat második részében a feldolgozott anyagon észlelt morfológiai elváltozásokat, fejlődési rendellenességeket tárgyalja tüzetesebben.

Ez a dolgozat FÜLÖP J.: Tatai mezozóos alaphegységgrögök című monográfiájának (1975) kiegészítő része. Az idézett kötetben közölt VIGH G.: A tatai liász Brachiopoda fauna című fejezetben, valamint a felső-jura tárgyalása során az általam összeállított faunalistákban több új Brachiopoda és Ammonites faj, illetve alfaj található. Ezeknek, valamint a faunalistákban \*-gal jelölt patológikus alakoknak leírását és ábráit adjuk most pótlólag, természetesen az 1975-ben szereplő megnevezésekkel.

Új alakok (leírásukat l. a német szövegben):

*Pygope triangulus angulata* nov. ssp.

*Pygope discissa tenuis* nov. ssp.

*Pygope vomer* nov. sp.

*Pterolytoceras orsinii depressale* nov. ssp.

*Jabronella angustumbilica* nov. sp.

A Phylloceratidae, Lytoceratidae és Protetragonitidae család egyes neheinél, illetve fajainál bizonyos fokú összevonások (bevonások) váltak szükségessé. Idestova egy évszázad óta több szerző próbálkozott vele, hogy a fenti családok néhány olyan fajtát, amelyek a felső-titonban is és a berriáziban is előfordulnak — de azokat eddig külön névvel illették — jogosan összevonják. Ezek — úgy látszik — csupán jó szándékú kísérletek voltak, mert a későbbi szerzők általában a régi, megszokott nomenklatúrát alkalmazták.

Vizsgálataink során úgy tapasztaltuk, hogy az összevonási kísérlet teljesen jogos volt, sőt, egyben hangsúlyozza is a felső-titon—berriázi emeletek igen szoros kapcsolatát is. Ily módon a prioritás figyelembevételével a *Holcophylloceras silesiacum* (OPP.)-et egyesítettük a *H. calypso* (D'ORB.)-vel, a *Ptychophylloceras ptychoicum* (OPP.)-et a *Pt. semisulcatum* (D'ORB.)-vel, a *Pterolytoceras sutile* (OPP.)-et a *Pt. juilleti* (D'ORB.)-vel, valamint a *Leptotetragonites municipale* (OPP.)-et a *L. honoratianus* (D'ORB.) fajjal.

\* Kézirat lezárva 1974. november hó.

## Morfológiai elváltozások

Nagyobb őslénytani anyag feldolgozása során találkozunk patológikus vagy rendellenes növekedésű alakokkal is. A gerinctelen állatok körében elsősorban a szilárd házzal (vázszal) rendelkező csoportoknál figyelhetők meg könnyen patológikus vagy rendellenes jelenségek, így pl. a Brachiopodák, Ammonitesek esetében is.

Jelen munkánk során a patológikus eseteknek csupán két fő típusát szeretnénk bemutatni, néhány kiragadott példa alapján.

Az egyik csoportba a szilárd házat még az állat élete során ért sérüléseket soroljuk, míg a másikba azokat a jelenségeket, amelyek az állat belső szervezetében — akár csak időlegesen — lezajlott kóros elváltozások következtében (pl. az Ammoniteseknél) a szifó, vele együtt a szifonális nyereg oldalra tolodását, a kamra-varratvonalak részaránytalan kialakulását eredményezték.

### A) Sérülések

Ennél a csoportnál (csupán munkahipotézisként) két alcsoportot célszerű megkülönböztetni.

Az egyikbe sorolnánk azokat az eseteket, ahol a házon (héjon) külső sérülés nyomait nem találjuk ugyan, de valamilyen külső behatás révén (esetleg táplálkozás közben?!) a köpeny generatív zónáját érte sérülés és ennek kigyógyulása alatt vált a ház (héj) is (időlegesen vagy véglegesen) eltorzult, abnormis kifejlődésűvé [*Zeilleria?* cf. *mutabilis* (OPP.), *Pygope diphya* (COL.)].

A második alcsoportba azokat a sérüléseket soroljuk, ahol a házon (héjon) kívülről is jól látható az atrocitás ténye (fraktúra), majd — ha az állat a sérülést követően még életben maradt — a sebcallus nyoma is [„*Rynchonella*” sp. (ex gr. *cartieri-retusifrons*) és (?) *Katrolicerus* (s. l.) sp. ind. (forma *vertica*)].

### B) Egyéb rendellenességek

Egyre több olyan esettel találkozunk az irodalomban, ahol a szilárd házzal rendelkező puhatestű állatok patológiája nem fraktúra, nem a házat kívülről ért drasztikus behatás következménye. Ez esetben az egyedfejlődés során (előbb vagy később) beállt rendellenesség a belső lágy részek valamelyes betegség elváltozásának következménye lehet. A tatai felső-jura faunában az Ammonitesek között és eddig kizárólag az Aspidoceratidák között találtunk rendellenesen fejlődött egyedeket, amelyeknél a szifonális lóba egyik vagy másik oldal felé eltolódott, vele együtt az oldali lóbák is részaránytalanul fejlődtek ki. [TASNÁDI KUBACSKA A. (1960. p. 54.) VIGH GY.-ra való hivatkozással egy részaránytalan kamravarratokkal ellátott Waagenia-t említ a „tatai liász rétegekből”. Ez a hivatkozás nyilván elírás eredménye, mert VIGH GY. (1927) a szóbanforgó Waagenia-t a Gerecse hegységbeli Kis-Eménkes Hársberek nevű lejtőrészéről írta le, az „acanthicumos” rétegekből.]

ENGEL (1894) az Ammoniteseken észlelt rendellenes fejlődésekkel kapcsolatban megemlíti, hogy „Von Lytoceras, Phylloceras und Aspidoceras z. B. ist uns noch kaum ein krankes Exemplar vor Augen getreten...”. Később, 1909-ben VADÁSZ E. leírt és ábrázolt három Aspidocerast a tatai kimmeridgei

rétegekből, megjegyezvén, hogy „... a tatai *Aspidocerasok* ezeken a nemeken belül az első rendellenes alakok gyanánt tekinthetők”. Ezt a számot további két eltolódott szifonális lóbájú *Aspidoceras*szal bővíthetjük [*Aspidoceras cf. acanthicum* (OPP.) és (?) *Physodoceras cf. montisprini* (CAN.) (forma *iurta-lobata*)].

### IRODALOM

- ARKELL W. J. 1956: Jurassic geology of the World. — London and Edinburgh, Oliver et Boyd.
- BARTHEL K. W. 1962: Zur Ammonitenfauna und Stratigraphie der Neuburger Bankkalke. — Abh. Bayer. Akad. Wiss. Math. Naturwiss. Kl. N. F. 105. München.
- BIRKENMAJER K. 1963: Stratigraphy and palaeogeography of the Czorsztyn series (Pieńny Klippen Belt, Carpathians) in Poland. — Studia Geol. Pol. 9. Warszawa.
- DONZE P. — ENAY R. 1961: Les Cephalopodes du Tithonique inférieur de la Croix de Saint Concors (Savoie). — Trav. Lab. Geol. Lyon. N. S. 7. Lyon.
- ENGEL TH. 1894: Über kranke Ammonitenformen im Schwäbischen Jura. — Nova Acta Ksl. Leop. Carol. Deutschl. Acad. Naturf. 61. 5.
- FÜLÖP J. 1975: Tatai mezozoós alaphegységgrögök. — Geol. Hung. Ser. Geol. 16.
- GEYER O. 1957: Zur Abgrenzung des Kimmeridgiums im Süddeutschen Jura. — Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver. N. F. 39. Stuttgart.
- KOCH N. 1909: A tatai Kálvária-domb földtani viszonyai. — Földt. Közl. 39.
- LE HÉGARAT G. 1971: Le Berriasien du Sud-Est de la France. — Doc. Labor. Géol. Fac. Sc. 43. 1—2. Lyon.
- ID. LÓCZY L. 1906: Társulati előadás a tatai Kálvária-hegyről. — Földt. Közl. 36.
- MAZENOT G. 1939: Les Palaehoplitides tithoniques et berriasiens du Sud-Est de la France. — Mém. Soc. Géol. France. N. S. 41.
- NEUMAYR M. 1871: Jurastudien. — Jb. Geol. R. A. 21. Wien.
- NEUMAYR M. 1873: Die Fauna der Schichten mit *Aspidoceras acanthicum*. — Abh. Geol. R. A. 5. Wien.
- NIKOLOV T. 1966: New genera and subgenera of Ammonites of family Barriassellidae. — C. R. Acad. Bulg. Sc. 19. 7.
- SZABÓ I. 1961: A tatai mezozoós rög jura kifejlődései — Földt. Int. Évk. 49. 2.
- TASNÁDI KUBACSKA A. 1960: Palaeopathologia. I. Az ósállatok patológiája. — Medicina kiadó, Budapest.
- VADÁSZ E. 1909: Néhány rendellenes Ammonitesről. — Földt. Közl. 57.
- VIGH G. 1971: Oberjurassische—berriassische Ammonoideen-Faunen aus dem Nordteil des Transdanubischen Mittelgebirges. — Ann. Inst. Geol. Publ. Hung. 54. 2.
- VIGH GY. 1927: Paronicerasok a magyar felsőliászbán és fejlődésbeli rendellenességek. — Földt. Közl. 57.
- ZEISS A. 1968: Untersuchungen zur Paläontologie der Cephalopoden des Unter-Tithon der südlichen Frankenalb. — Abh. Bayer. Akad. Wiss. Math. Nat. Klasse. N. F. H. 132. München.



## I. tábla — Tafel I

Új fajok, alfajok a tatai Kálvária-domb malm—berriázi rétegeiből

1. *Pygope triangulus angulata* n. ssp.  
Holotypus, J. 7070. MÁFI. Felső-titon, 7/1 sz. réteg  
a) kisteknő felől, b) nagytekno felől, c) oldalról, d) homlok felől.
2. *Pygope triangulus angulata* n. ssp.  
J. 7068. MÁFI. Felső-titon, 1. változat, kisteknő felől.
3. *Pygope triangulus angulata* n. ssp.  
J. 7066. MÁFI. Berriázi 1. sz. réteg, 2. változat, kisteknő felől.
4. *Pygope discissa tenuis* n. ssp.  
Holotypus, J. 7252. MÁFI. Felső-titon, 8/2 sz. réteg, nagytekno felől.
5. *Pygope discissa tenuis* n. ssp.  
J. 7248. MÁFI. Felső-titon, 9/1. sz. réteg  
a) kisteknő felől, b) oldalról.
6. *Pygope vomer* n. sp. 0,9×  
Holotypus, J. 7250. MÁFI. Felső-titon, 7/1. sz. réteg  
a) kisteknő felől, b) nagytekno felől, c) oldalról, d) homlok felől, e) búb felől.
7. *Pygope* cf. *vomer* n. sp.  
J. 7247. MÁFI. Berriázi 5. sz. réteg, kisteknő felől.
8. *Pterolytoceras orsinii depressale* n. ssp.  
Holotypus, J. 7251. MÁFI. Alsó-titon 2, 11/1/2. sz. réteg  
a) oldalnézet, b) szájnyílás felőli nézet.
9. *Jabronella angustumbilica* n. sp.  
Holotypus, J. 7249. MÁFI. Berriázi.

(Ahol nincs méret, a kicsinyítés 0,75×)

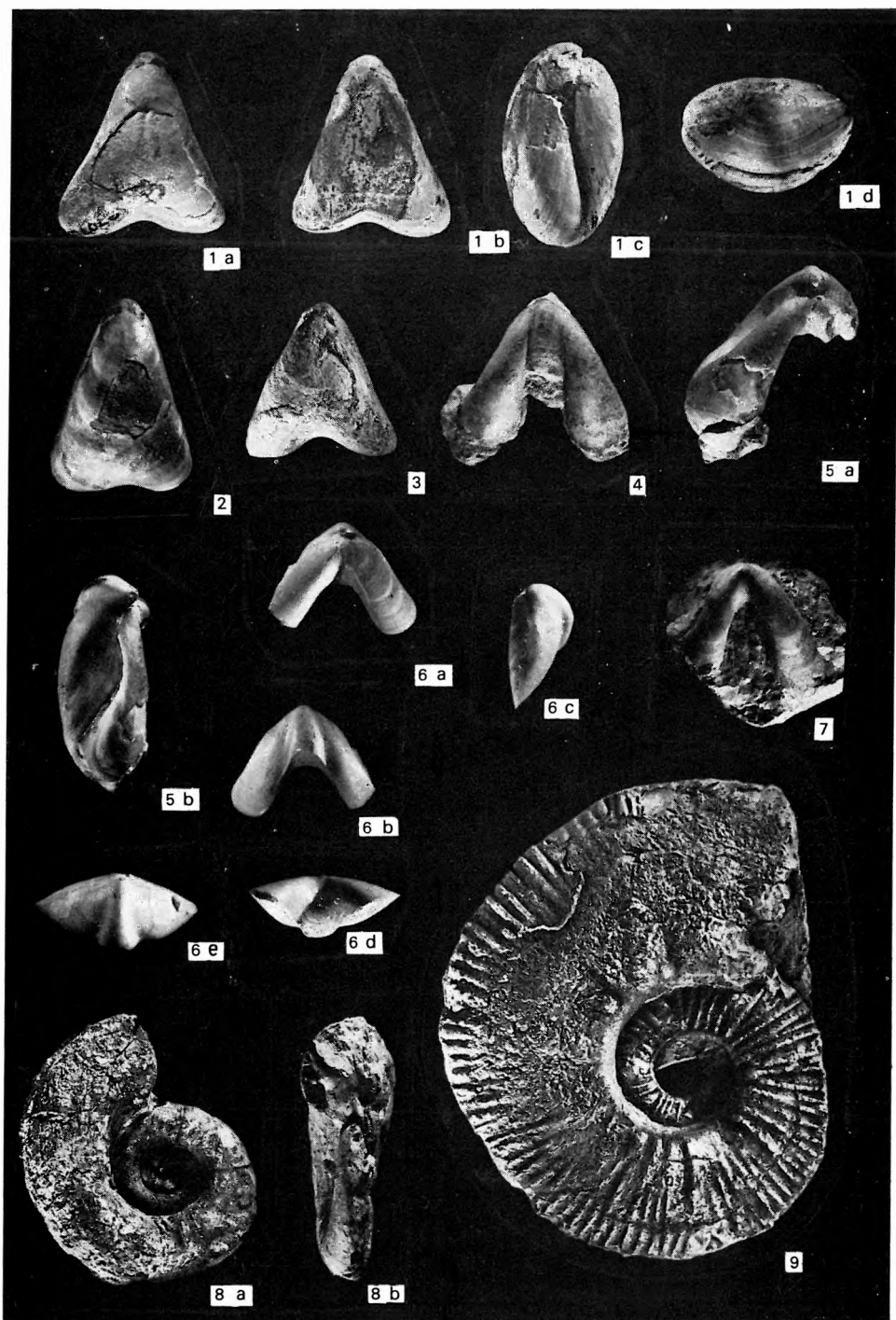
\* \* \*

Neue Arten und Unterarten aus den malm-berriasischen Schichten des Kálvarien-Hügels

1. *Pygope triangulus angulata* n. ssp.  
Holotypus, J. 7070. MÁFI. Obertithon, Schichtnummer 7/1.  
Gesehen von a) der kleinen Klappe, b) der grossen Klappe, c) der Seite, d) dem Stirnrande.
2. *Pygope triangulus angulata* n. ssp.  
J. 7068. MÁFI. Obertithon. Varietät Nr. 1, gesehen von der kleinen Klappe.
3. *Pygope triangulus angulata* n. ssp.  
J. 7066. MÁFI. Berrias, Schicht Nr. 1. Varietät Nr. 2, gesehen von der kleinen Klappe.
4. *Pygope discissa tenuis* n. ssp.  
Holotyp., J. 7252. MÁFI. Obertithon, Schicht Nr. 8/2, gesehen von der grossen Klappe.
5. *Pygope discissa tenuis* n. ssp.  
J. 7248. MÁFI. Obertithon. Schicht Nr. 9/1, gesehen von a) der kleinen Klappe, b) der Seite.
6. *Pygope vomer* n. sp. 0,9×  
Holotypus J. 7250. MÁFI. Obertithon, Schicht Nr. 7/1, gesehen von a) der kleinen Klappe, b) der grossen Klappe, c) der Seite, d) dem Stirnrand, e) dem Wirbel.
7. *Pygope* cf. *vomer* (n. sp.) VIGH  
J. 7247. MÁFI. Berrias, Schicht Nr. 5, gesehen von der kleinen Klappe.
8. *Pterolytoceras orsinii depressale* n. ssp.  
Holotypus J. 7251. MÁFI. Unterthiton 2, Schicht Nr. 11/1/2, gesehen von a) der Seite, b) der Mundöffnung.
9. *Jabronella angustumbilica* n. sp.  
Holotypus, J. 7249. MÁFI. Berrias.

(Wo keine Angabe der Masse angeführt ist, handelt es sich um eine Verkleinerung von 0,75×)

Fotó: PELLÉRDY



## II. tábla — Tafel II

## Patologikus alakok a tatai Kálvária-domb jura rétegeiből

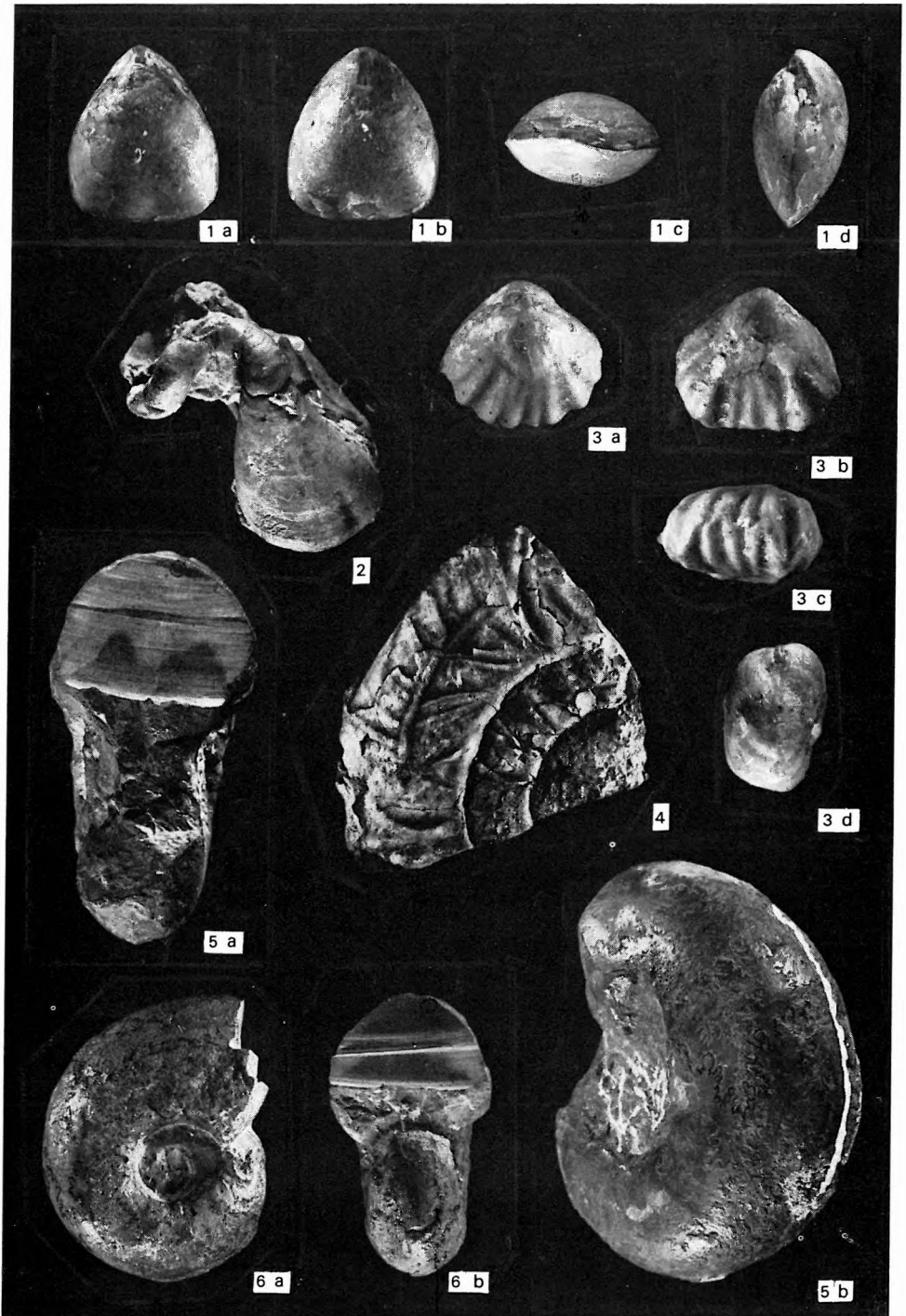
1. *Zeilleria* ? cf. *mutabilis* (OPP.). Kb. 1,2 ×  
J. 7075. MÁFI. Alsó-liász.  
a) kisteknő felől, b) nagytekno felől, c) homlok felől, d) oldalról.
  2. *Pygope diphya* (COL.). Kb. 1,3 ×  
J. 7073. MÁFI. Alsó-titon, kisteknő felől.
  3. „*Rhynchonella*” sp. (ex gr. *cartieri-retusifrons*). Kb. 2,65 ×  
J. 7174. MÁFI. Szinemuri  
a) kisteknő felől, b) nagytekno felől, c) homlok felől, d) oldalról.
  4. ?*Katroliceras* (s. l.) sp. ind.  
J. 7269. MÁFI. Kimmeridgei.
  5. ?*Physodoceras* cf. *montisprimi* (CAN.)  
J. 7270. MÁFI. Kimmeridgei  
a) szájnylás felőli nézet a szifóval, b) féloldalról az eltolódott lóvavonal.
  6. ?*Physodoceras* cf. *montisprimi* (CAN.)  
J. 7271. MÁFI. Kimmeridgei  
a) oldalnézet, b) szájnylás felőli nézet a szifóval.
- (Ahol nincs méret, a kicsinyítés 0,75 ×)

\* \* \*

## Pathologische Formen aus den Jura-Schichten des Kalvarien-Hügels von Tata

1. *Zeilleria*? cf. *mutabilis* (OPP.). Etwa 1,2 ×  
J. 7075. MÁFI. Unterliasz, gesehen von a) der kleinen Klappe, b) der grossen Klappe, c) dem Stirnrand, d) der Seite.
2. *Pygope diphya* (COL.). Etwa 1,3 ×  
J. 7073. MÁFI. Untertithon, gesehen von der kleinen Klappe.
3. „*Rhynchonella*“ sp. (ex gr. *cartieri-retusifrons*). Etwa 2,65 ×  
J. 7174. MÁFI. Sinemur, gesehen von a) der kleinen Klappe, b) der grossen Klappe, c) dem Stirnrand, d) der Seite.
4. ? *Katroliceras* (s. l.) sp. ind.  
J. 7269. MÁFI. Kimmeridge.
5. ? *Physodoceras* cf. *montisprimi* (CAN.)  
J. 7270. MÁFI. Kimmeridge, gesehen a) von der Mundöffnung mit dem Siphon, b) von der Seite mit der verschobenen Lobenlinie.
6. ? *Physodoceras* cf. *montisprimi* (CAN.)  
J. 7271. MÁFI. Kimmeridge, gesehen a) von der Seite, b) von der Mundöffnung mit dem Siphon.

(Wo keine Angabe der Masse angeführt ist, handelt es sich um eine Verkleinerung von 0,75 ×)



NEUE SOWIE PATHOLOGISCHE BRACHIOPODEN  
UND AMMONITEN AUS DEN JURASSISCHEN SCHICHTEN  
DES KALVARIEN-HÜGELS VON TATA\*

von  
G. VIGH

Die vorliegende Arbeit stellt eine Ergänzung zur Monographie von J. FÜLÖP: Mesozoische Grundgebirgsschollen von Tata (1975) dar. In diesem Band befindet sich eine Studie von G. VIGH unter dem Titel: Die liassische Brachiopoden-Fauna von Tata. Darin sowie in den Faunalisten, die ich im Zusammenhang mit der Behandlung des Oberjuras zusammengestellt habe, sind mehrere Brachiopoden- bzw. Ammoniten-Arten und Unterarten angeführt. Diese, ferner die mit \* bezeichneten pathologischen Formen werden hier nachträglich beschrieben und abgebildet. Die Benennungen stimmen natürlich mit denen aus dem Jahre 1975 überein.

### Neue Formen

Manche Gattungen bzw. Arten der Familien Phylloceratidae, Lytoceratidae und Protetragonitidae müssen bis zu einem gewissen Grade zusammengezogen werden. Seit fast einem Jahrhundert bemühen sich mehrere Autoren, einige Arten der oben erwähnten Familien, die sowohl im Obertithon wie auch im Berrias anzutreffen sind — aber bis jetzt unter verschiedenen Namen angeführt wurden — zusammenzuziehen. Diese Versuche scheinen aber nur Experimente guten Willens geblieben zu sein, denn die späteren Verfasser haben auch weiterhin die alte gewohnte Nomenklatur gebraucht.

Im Laufe unserer Untersuchungen sind wir davon überzeugt worden, dass die Versuche des Zusammenziehens völlig berechtigt waren und sie ausserdem gleichzeitig auch die sehr enge Verbindung der Stufen Obertithon und Berrias betonen. Unter Berücksichtigung der Priorität haben wir dementsprechend die Art *Holcophylloceras silesiacum* (OPP.) mit *H. calypso* (D'ORB.), die Art *Ptychophylloceras ptychoicum* (OPP.) mit *Pt. semisulcatum* (D'ORB.), die Art *Pterolytoceras sutile* (OPP.) mit *Pt. juilleti* (D'ORB.) und die Art *Leptotetragonites municipale* (OPP.) mit *L. honnoratianus* (D'ORB.) zusammengezogen.

*Pygope triangulus angulata* n. ssp.

Taf. I, Fig. 1, 2, 3 und Abb. 1, 2, 3, 4

1975. *Pygope triangulus angulata* (nov. ssp.) — VIGH in FÜLÖP, p. 71.

Derivatio nominis: Hinweis auf die Verschmälerung und Verlängerung der Wirbelregion.

Holotypus: J. 7070. MÁFI.

Locus typicus: Tata, Kalvarien-Hügel.

\* Manuskript abgeschlossen in November 1974.

**Stratum typicum:** obertithonischer Kalkstein.

**Masse:** Länge (L) = 32,8 mm  
Breite (B) = 29,3 mm  
Dicke (D) = 21,7 mm

**Diagnose:** Der Umriss der Schale, obwohl er im wesentlichen dem von *triangulus* ähnlich ist, verschmälert sich in der Wirbelregion beträchtlich.

**Beschreibung:** Der Schalen-umriss ist sowohl in ventraler wie auch in dorsaler Sicht dreieckförmig mit einem sich einbuchtenden Stirnrand. Im wesentlichen ist die neue Unterart der Art *P. triangulus* LAM. ähnlich, unterscheidet sich von dieser in der Ausbildung der Wirbelregion. Die Seitennaht weist eine sanft gebogene S-Form auf, sie biegt sich nur in der dem Stirnrand zu gelegenen Ecke so stark gegen die Ventralklappe, dass z. B. beim Typusexemplar in der Stirnsicht von der Ventralklappe nur ein etwa kaum 2 mm schmaler Streifen zu sehen ist. Am ziemlich abgedrückten Wirbel ist das Schnabelloch gross, rund (beim Typusexemplar etwas beschädigt). Die sanfte Furche in der Symmetrieebene der Dorsalschale, die in den von PICTET abgebildeten *triangulus*-Exemplaren so auffallend erscheint, fehlt in unserem Falle. Das Seitenfeld ist kräftig entwickelt, zu der Seitennaht hin vertieft.

Am meisten charakteristisch für unsere neue Unterart ist die Ausbildung der Wirbelregion. Sie stimmt in ihrem Charakter mit der der Art *triangulus* überein, jedoch ist sie wesentlich schmaler und mehr verlängert. In Abbildung 1 wird der Holotypus der Unterart gezeigt, es werden ferner die beiden ex-

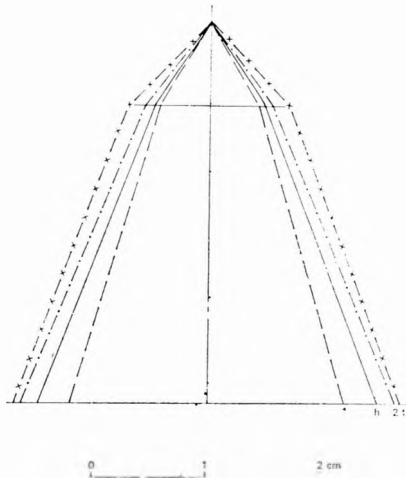


Abb. 1. Holotypus (h) sowie zwei extreme Varietäten (1 und 2) von *Pygope triangulus angulata* n. ssp. und die schematische Konturlinie von *P. triangulus* (LAM.) (t). (Die Masse sind einheitlich auf das Höhenmass des Holotypus der neuen Unterart umgerechnet)

h) J. 7070. MÁFI, 1) J. 7068. MÁFI, 2) J. 7066. MÁFI, t) J. 7054. MÁFI

1. ábra. A *Pygope triangulus angulata* n. ssp. holotypusa (h), két szélsőséges változata (1. és 2.) és a *P. triangulus* (LAM.) (t) körvonalainak sematikus ábrája. (A méreteket az n. ssp. holotypusának magassági méretére számítottuk át egységesen.)

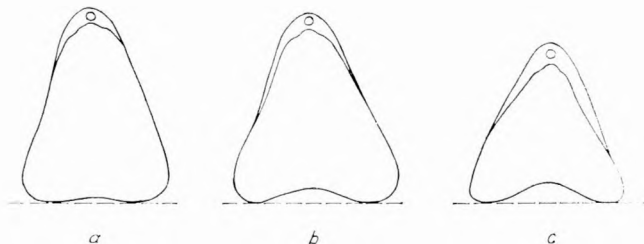


Abb. 2. Variationen der Konturlinie von *Pygope triangulus angulata* n. ssp.

a) J. 7069. MÁFI, b) J. 7070. MÁFI, c) J. 7066. MÁFI

2. ábra. *Pygope triangulus angulata* n. ssp. körvonalainak változatai

tremen Formen sowie, zum Vergleich, die Konturlinie der Art *triangulus* dargestellt.

**Variationen:** Von dieser neuen Unterart stehen uns 70 Exemplare zur Verfügung, von denen bei 22 Individuen die Masse abgenommen werden konnten. Aufgrund dieser Messungen konnten wir das Typusexemplar der neuen Unterart sowie die am extremsten ausgebildeten Formen der Population auswählen.

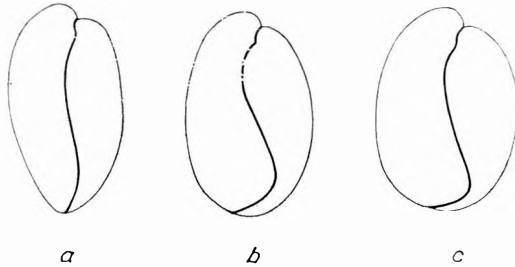


Abb. 3. Veränderlichkeit der Seitennaht von *Pygope triangulus angulata* n. ssp.

a) J. 7068. MÁFI, b) J. 7069. MÁFI, c) J. 7071. MÁFI

3. ábra. *Pygope triangulus angulata* n. ssp.  
oldalvarratának változatai

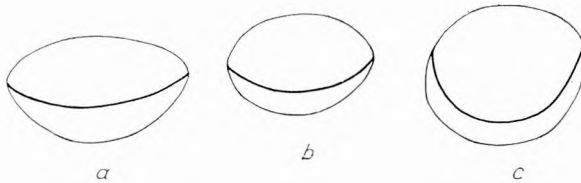


Abb. 4. Veränderlichkeit der Ausbildung des Stirnrandes von *Pygope triangulus angulata* n. ssp.

a) J. 7067. MÁFI, b) J. 7068. MÁFI, c) J. 7071. MÁFI

4. ábra. *Pygope triangulus angulata* n. ssp.  
homlokpereme kialakulásának változatai

Während die Ausbildung der Wirbelregion recht beständige Charakterzüge aufweist, sind der Umriss, der Ablauf des Seiten- und Stirnrandes, ja sogar auch die Dicke recht veränderlich. (Die normalen sowie die extremen Fälle werden in den skizzenhaften Abbildungen 2, 3 und 4 veranschaulicht.)

**Alter:** Obertithon, Berrias.

**Anzahl der untersuchten Exemplare:** 70 Individuen.

**Verbreitung:** Unsere neue Unterart ist bis jetzt nur vom Kalvarien-Hügel von Tata bekannt.

*Pygope discissa tenuis* n. ssp.

Taf. I, Fig. 4, 5

1975. *Pygope discissa tenuis* (nov. ssp.) — VIGH in FÜLÖP p. 71.Derivatio nominis: *tenuis* (lat.) = schmal.

Holotypus: J. 7252. MÁFI.

Locustypicus: Tata, Kalvarien-Hügel.

Stratum typicum: Obertithon, Schicht Nr. 8/2.

Masse: L = 26,6 mm

B = 30,7 mm

D = ?

**Diagnose:** Die Seitenflügel sind wesentlich schmäler als die der Art *discissa*. Die Aufwölbung der Ventralklappe, die vom Wirbel ausgeht, ist tief zwischen die beiden Seitenflügel eingesunken.

**Beschreibung:** Unser als Typus ausgewähltes Exemplar lässt, leider, nur die grosse Klappe erkennen. Sämtliche uns zur Verfügung stehende Exemplare zeigen nur die eine Hälfte der einzelnen Reste oder sie sind sogar noch mehr beschädigte Bruchstücke.

Der Achsenwinkel der beiden Flügel beträgt bei unserem Typusexemplar etwa 45°. Die Flügel sind sehr schmal, ihre Innenseite weicht vom Parallelen kaum um einige Grade ab. (Bei den Typoiden ist dieser Winkel etwas grösser!) An der Ventralschale zieht sich, vom Wirbel ausgehend, eine etwa 6 mm breite Aufwölbung zwischen die beiden Seitenflügel hinein. Die Länge dieser Aufwölbung beträgt beim Holotyp 13,7 mm. Von einer Sinus-Ausbildung kann nicht einmal die geringste Spur beobachtet werden. Es ist charakteristisch für unser Exemplar, dass der dem Stirnrand nahe gelegene Teil der Aufwölbung tief zwischen die beiden Seitenflügel einsinkt.

Die Ausbildung der Seitenflügel ist sehr einfach. Ihre Innenseite läuft völlig gerade ab, der Winkel, den sie miteinander bilden, wechselt zwischen 10° und 25°. Das Ende der Flügel breitet sich nicht wie eine halb aufgeblasene Blase aus, wie das im Falle der von ZITTEL gegebenen Abbildung von der Art *discissa* zu sehen ist.

Die kleinen (dorsalen) Schalen sind nur in einer geringen Menge und grösstenteils als Bruchstücke erhalten geblieben.

Die Seitennaht kann am Holotyp, infolge Verletzungen, nicht in entsprechendem Masse untersucht werden. Dagegen steht uns ein beschädigtes Individuum mit einem gut erhaltenen Flügel zur Verfügung, an dem die Seitennaht vollkommen unversehrt erhalten geblieben ist. Demnach biegt sich die Seitennaht vom Wirbel ausgehend sanft „bis zur Schulter“ gegen die grosse Klappe und von hier dann in solchem Masse gegen die kleine Schale, dass man von dieser nur noch einen 1,5 mm breiten Streifen sehen kann. Nach 2/5 Streifen ihrer Länge biegt sich die Naht kräftig der ventralen Klappe zu und am Ende wendet sie sich wieder der kleinen Klappe zu (Taf. I, Fig. 5b).

Unsere Exemplare lassen sich am besten von der Art *Pygope discissa* ZITT. ableiten. Mit dieser Form können sie in eine nähere Verbindung gebracht werden. Unsere neue Unterart lässt sich jedoch durch mehrere ziemlich auffällige Merkmale von der Art *discissa* unterscheiden. Die vom Wirbel ausgehende Aufwölbung der grossen Klappe sinkt in ihrer halben Länge zwischen die beiden Flügel. Die Aufwölbung ist in ihrer ganzen Länge gewölbt, die Längsfurche, die in der Abbildung von ZITTEL dargestellt ist, kann hier nicht festgestellt werden.



Gegen Ende der Flügel fehlt hier die Ausstülpung, die an den Flügelen bei der Art *discissa* beobachtet werden kann.

Verbreitung: Diese Unterart ist bis jetzt nur vom Kalvarien-Hügel von Tata bekannt.

*Pygope vomer* n. sp.

Taf. I, Fig. 6

1975. *Pygope vomer* (sp. nov.) — VIGH in FÜLÖP, p. 71.

Derivatio nominis: Der Schalenumriss ist einem Pflug ähnlich.

Holotypus: J. 7250. MÁFI.

Locus typicus: Tata, Kalvarien-Hügel, Malmprofil des Steinbruches „Kék-kőbánya“.

Stratum typicum: Obertithon, Schicht Nr. 7/1.

Masse: L = 17,7 mm

B = etwa 23,1 mm

D = 9,7 mm

Diagnose: Der Umriss ist dreieckig, einer Pflugschar ähnlich, die Flügel besitzen parallele Seitenkanten, vom Wirbel der kleinen Klappe läuft ein sich immer mehr vertiefender Sinus ab, während die grosse Klappe durch einen vom Schnabelloch ausgehenden, sich kräftig erhebenden Wulst charakterisiert wird.

Beschreibung: Unser Exemplar gehört in die Gruppe der perforierten Pygopen mit geöffneten Flügeln. Ein Exemplar dieser Art, das geschlossene Flügel hat, ist bis jetzt nicht bekannt.

Die Schale ist dreieckförmig, der Achsenwinkel der beiden Flügel schwankt zwischen  $68^\circ$  und  $70^\circ$ . Die Perforierung liegt tiefer als im Falle der vorhin behandelten neuen Unterart *P. discissa tenuis* (n. ssp.). In unserem Fall ist auch der Wulst, der an der grossen Klappe vom Wirbel ausläuft, länger. Der Wulst ist abgerundet, ohne jede Spur der Ausbildung von einer Furche und er sinkt auch am Ende nicht zwischen die beiden Flügel ein, wie bei der Unterart *discissa tenuis*.

Das Schnabelloch ist auffallend klein, von ovaler Form.

Sehr charakteristisch ist die Ausbildung der „Schulter“. Die Nahtlinie der beiden Schalen bildet vom Wirbel der Dorsalklappe ausgehend einen Winkel von etwa  $140^\circ$ , dann verändert sich dieser Winkel bei 10 mm Breite plötzlich, verengt sich auf  $80^\circ$ , wodurch in der Konturlinie eine genau erkennbare „Schulter“ entsteht.

Die Flügel sind schmal ausgebildet, ihre inneren und äusseren Seiten sind — praktisch betrachtet — parallel ablaufend. Die Seitennaht ist gerade, läuft nicht so gebogen ab wie bei der Art *discissa*.

Die nähere Verwandtschaft dieser Art muss etwa in der Nachbarschaft von *P. discissa* ZITT. und *P. discissa tenuis* (n. ssp.) VIGH vermutet werden, obwohl sie von denen — wie wir es gesehen haben — in mehreren wesentlichen Merkmalen abweicht und sich von ihnen unterscheiden lässt. Aufgrund der charakteristischen Ausbildung von den Schultern dürften vielleicht auch jene beide beschädigten Kleinklappen in diese Art [*P. cf. vomer* (n. sp.) VIGH (Taf. I, Fig. 7)] eingereiht werden, die wir aus der berriasischen Schicht Nr. 5 des Malmprofils am Kalvarien-Hügel gesammelt haben.

Anzahl der untersuchten Exemplare: 5 Individuen.

Verbreitung: Bis jetzt ist die Art ausschliesslich aus den ober-tithonisch-berriasischen Schichten des Kalvarien-Hügels von Tata bekannt.

*Pterolytoceras orsinii depressale* n. ssp.

Taf. I, Fig. 8, Abb. 5

1975. *Pterolytoceras orsinii depressale* (nov. ssp.) — VIGH in FÜLÖP, p. 71.

Derivatio nominis: Die Breite der Windung ist grösser als ihre Höhe.

Holotypus: J. 7251. MÁFI.

Locus typicus: Tata, Kalvarien-Hügel. Malmprofil des Steinbruches „Kékkő-bánya“.

Stratum typicum: Untertithon (z) Schicht Nr. 11/1/2.

Masse: Durchmesser = 46,9 mm

Nabelweite = 17,8 mm

Höhe der letzten Windung = 18,0 mm

Breite der letzten Windung = etwa 22,0 mm

Diagnose: Die Breite der Windung übertrifft beträchtlich ihre Höhe.

Beschreibung: Von dieser neuen Unterart steht uns ein einziges Exemplar zur Verfügung. Es lag zu der Schichtfläche parallel im Schlamm. Seine Unterhälfte ist verhältnismässig gut erhalten geblieben, die schalenlose obere Hälfte ist aber fast bis zur Symmetrieebene korrodiert und ist von einer eisenmanganhaltigen Kruste überzogen.

Das Wachstum des Gehäuses erfolgte schnell, die Windungen sind kaum involut. Wenn man das Tempo des Wachstums betrachtet, stimmt unser Exemplar am meisten mit *Pterolytoceras juilleti* (D'ORB.) = *Pt. sutile* (OPP.) überein, wird aber von dieser Art durch seine Skulptur stark getrennt. Die Breite des erhalten gebliebenen letzten Umganges übertrifft beträchtlich seine Höhe, sodass unser Exemplar dadurch *Pterolytoceras liebigi* (OPP.) ähnlich wird. Die einfache Skulptur besteht aus sehr dünnen Rippen, die voneinander durch ziemlich unregelmässige Zwischenräume getrennt werden und voneinander weiter entfernt gelegen sind als bei der Art *orsinii*. Der Ablauf der Rippen weicht gewissermassen von dem von *orsinii* ab. Die Rippen sind, vom Nabel ausgehend nach vorne und nicht nach hinten gerichtet und etwa in der Mitte der Seite biegen sie sich in einem sanften Bogen zurück und erreichen so den externalen Rand. Da die Rippen nicht so kleingewellt und gezackt ablaufen wie im Falle der Arten *Pt. montanum* und *Pt. juilleti* = *sutile*, sondern vollkommen glatt, betrachten wir unser Exemplar als eine Unterart von *orsinii*.

Die Ausbildung der Loben lässt sich infolge der starken Abgewetztheit nicht untersuchen.

Anzahl der untersuchten Exemplare: 1 Individuum.

Verbreitung: Bis jetzt ist diese Form ausschliesslich aus den untertithonischen Schichten des Kalvarien-Hügels von Tata bekannt.

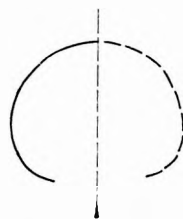


Abb. 5. *Pterolytoceras orsinii depressale* n. ssp. Querschnitt des letzten Umganges. (J. 7251. MÁFI)

5. abra. *Pterolytoceras orsinii depressale* n. ssp. utolsó kanyarulatának keresztmetszete

*Jabronella angustumbilica* n. sp.

Taf. I, Fig. 9, Abb. 6

1975. *Jabronella angustumbilica* (nov. sp.) — VIGH in FÜLÖP, p. 76.

Derivatio nominis: Der Nabel ist wesentlich enger als beim Genotyp.

Holotypus: J. 7249. MÁFI.

Locus typicus: Tata, Kalvarien-Hügel.

Stratum typicum: Berrias.

Masse: Durchmesser = etwa 82,8 mm

Nabelweite = 23,5 mm

Höhe der letzten Windung = 36,4 mm

Breite der letzten Windung = (?)

Diagnose: Die Form ähnelt in allen ihren Merkmalen der Art *Jabronella jabronensis* MAZ., nur ihr Nabel ist wesentlich enger.

Beschreibung: Die Schale ist stark abgeplattet oval mit einem abgerundeten externalen Teil. Der Nabelrand ist, wenn auch nicht sehr scharf, doch recht steil. Der Nabel ist entschieden enger als bei der Art *jabronensis*. Die

Rippen laufen radial ab und stehen auch an den inneren Windungen verhältnismässig weit weg von einander ab. Für die Berippung ist charakteristisch, dass von den Rippen, die vom Nabelrand aus einem Knoten ausgehen, fascikuliert und gabelig verzweigt sind, die hintere Rippe sich etwa bis zur Hälfte der Seitenwand kräftig entwickelt selbständig abläuft, hier einen stärkeren, in der Längsrichtung etwas verlängerten Knoten bildet und aus diesem dann in zwei Zweige gegabelt weiterläuft. Die vordere Rippe, die aus dem Knoten der Nabelgegend ausgeht, läuft im allgemeinen ohne Verzweigung bis zum externalen Rand. Nur hier und da kann man vermuten, dass auch diese sich in zwei Zweige vergabeln.

Von unserem Exemplar ist leider nur die eine Hälfte erhalten geblieben, sodass der externaler Teil sowie der Ablauf der Rippen daran nicht untersucht werden kann. Jedoch beim 78. mm des Durchmessers, wo die Schale gerade fehlt und vom externalen Teil etwas mehr erhalten blieb, scheint es so, als wenn am externalen Teil die Rippen unterbrochen wären.

Der Ablauf der Lobenlinie kann infolge des stark abgewetzten Erhaltungszustandes nur sehr mangelhaft untersucht werden — soviel lässt sich aber auf jeden Fall feststellen, dass sie stark gegliedert ist.

T. NIKOLOV hat im Jahre 1966 von den Berriasellen eine neue Gattung abgetrennt und diese Gattung als *Jabronella* bezeichnet. Der Genotypus war die Art *Berriasella jabronensis* MAZ. Diese Gattung fehlt auch aus der tithonberriasischen Fauna von Tata nicht. Obwohl nach MAZENOT (1939) die Art *jabronensis* eine berriasische Form ist, scheint sie bei uns bereits in den obersten Schichtflächen des Obertithons aufzutreten. Ein weiteres Exemplar der Gattung kam aus der Berrias-Stufe zum Vorschein. Seine generischen Merkmale lassen sich gut mit denen der Gattung *Jabronella* identifizieren, nur durch seinen wesentlich engeren Nabel weicht es von der Art *jabronensis* ab.

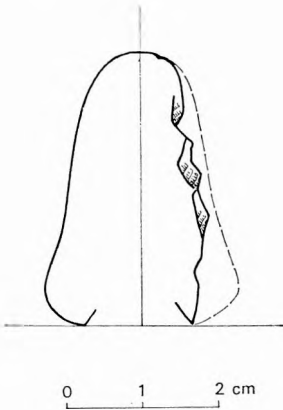


Abb. 6. *Jabronella angustumbilica* n. sp. Querschnitt des letzten Umganges. (J. 7249. MÁFI)

6. ábra. *Jabronella angustumbilica* n. sp. utolsó kanyarulatának keresztmetszete

Anzahl der untersuchten Exemplare: 1 Individuum.  
 Verbreitung: Bis jetzt ist unsere Form ausschliesslich aus der Berrias-Stufe des Kalvarien-Hügels von Tata bekannt.

### Morphologische Abweichungen

Die Bearbeitung eines reicheren Fossilmaterials kann auch pathologische oder unregelmässig gewachsene Formen liefern. Unter den Invertebraten können pathologische oder regelwidrige Erscheinungen am ehesten bei solchen festgestellt werden, die ein hartes Gehäuse besitzen, so z. B. bei Brachiopoden und Ammoniten.

In der vorliegenden Arbeit möchten wir nur zwei Haupttypen der pathologischen Fälle, u. zw. aufgrund einiger herausgegriffener Beispiele, behandeln.

In die eine Gruppe werden die Verletzungen eingereiht, die das Gehäuse des noch lebenden Tieres getroffen haben und in die andere Gruppe jene Erscheinungen, die infolge der pathologischen — mitunter nur zeitweise auftretenden — Veränderungen der Weichteile des Tieres hervorgerufen worden sind, wie z. B. bei den Ammoniten die seitwärts gerichtete Verschiebung des Siphos und des Siphonalsattels oder die unsymmetrische Ausbildung der Nahtlinien.

#### A) Verletzungen

Bei dieser Gruppe ist es zweckmässig (nur als eine Arbeitshypothese), zwei Untergruppen zu unterscheiden.

In die eine Gruppe sollen jene Fälle eingereiht werden, in denen zwar am Gehäuse keine Spuren einer äusseren Verwundung zu sehen sind, die generative Zone des Mantels aber durch einen äusseren Eingriff (allenfalls während der Nahrungsaufnahme) beschädigt wurde und während der Heilung des Mantels das Gehäuse (zeitweise oder endgültig) deformiert, sich abnormal gestaltet hat.

In die zweite Untergruppe werden die Verwundungen eingereiht, bei denen am Gehäuse auch äusserlich die Fraktur, der Bruch oder sonst irgend eine Verwundung beobachtet werden kann. In diesen Fällen ist auch oft eine Callus-Bildung, ein Zeichen der Genesung, zu sehen.

\* \* \*

*Zeilleria* ? cf. *mutabilis* (OPP.)

Taf. II, Fig. 1, Abb. 7, 8

1975. *Zeilleria* ? cf. *mutabilis* (OPP.) — VIGH in FÜLÖP, p. 33.

Unter den Brachiopoden, die aus den liassischen Schichten des Kalvarien-Hügels durch I. SZABÓ gesammelt wurden, befand sich ein *Zeilleria* (?) -Exemplar, an dem zwar äusserlich keine Verwundung zu beobachten ist, das aber doch als pathologisch betrachtet werden muss.

Unser Exemplar (J. 7075) ist eine ausgewachsene Form in gutem Erhaltungszustand.

Masse : L = 19,5 mm  
 B = 17,2 mm  
 V = 10,5 mm

Das Wachstum des Tieres ist bis 16,1 mm vollkommen regelmässig (Abb. 7). Hier erscheint eine kräftiger hervorspringende Wachstumslinie. Sie weist bereits eine gewisse Deformierung kleineren Ausmasses auf, indem der Stirnrand rechts von der theoretischen Symmetrieebene, etwas nach oben gebogen ist. Von dieser Wachstumslinie an ist an der linken Seite der Symmetrieebene ein sich gegen die grosse Schale bis zum Stirnrand allmählich vertiefender, aber doch seichter Sinus zu sehen. An der rechten Seite ist ein dementsprechend ausgebildeter Wulst vorhanden, der gegen die kleine Klappe gerichtet ist (Abb. 8).

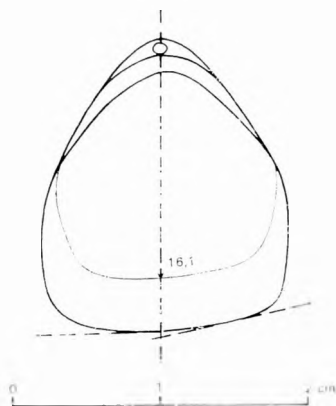


Abb. 7. *Zeilleria* ? cf. *mutabilis* (OPP.), gesehen von der kleinen Klappe. (J. 7075. MÁFI)

7. ábra. *Zeilleria* ? cf. *mutabilis* (OPP.) kisteknö felőli képe

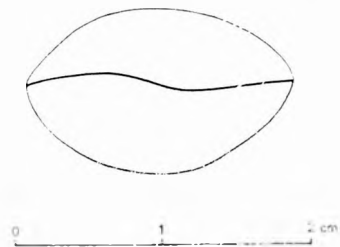


Abb. 8. *Zeilleria* ? cf. *mutabilis* (OPP.), gesehen vom Stirnrand. (J. 7075. MÁFI)

8. ábra. *Zeilleria* ? cf. *mutabilis* (OPP.) homlokperem felőli képe

Von der kleinen Klappe aus gesehen ist die nach oben gerichtete Biegung des jetzigen Stirnrandes ziemlich auffallend (Abb. 7). Wie erwähnt, konnte an dem in Rede stehenden Exemplar keine äusserliche Verletzung beobachtet werden. Die Ursache der asymmetrischen, deformierten Ausbildung muss also irgend einen anderen Grund haben. Es ist allgemein bekannt, dass manche Brachiopoden Gattungen (die Pygopen, besonders aber die Rhychonellen) im Mesozoikum zur asymmetrischen Formgestaltung neigen. Diese Erscheinungen aber, in Anbetracht dessen, dass sie sich nur auf einige Gattungen beschränken, sind vielmehr als Gegebenheiten des Organismus (genetische Unregelmässigkeiten) als pathologische Fälle zu betrachten. Unser Exemplar gehört der Gattung *Zeilleria* ? an, in der ähnliche Deformationen (ohne äussere Verletzungsspuren) verhältnismässig selten auftreten. In diesem Falle kann man weniger an eine genetische Gegebenheit denken, sondern vielmehr daran, dass im Laufe des letzten Fünftels vom Leben des Tieres nur sein Mantel eine Verletzung erlitt, allenfalls (?) eine andere pathologische Veränderung in der Lebensfunktion des Mantels eintrat. Da die Schale vom Mantel ausgeschieden wird, machte sich die Mantelverletzung auch im Schalenbau bemerkbar. Diese Annahme wird auch durch die Tatsache unterstützt, dass unser Exemplar in den ersten vier Fünfteln seines Lebens sich vollkommen normal entwickelt hat und das deformierte Weiterwachsen erst im letzten Fünftel eingetroffen ist.

Alter : Unterlias.

Fundort : Tata, Kalvarien-Hügel, grosser Steinbruch.

*Pygope diphyia* (COL.)

Taf. II, Fig. 2, Abb. 9

1975. *Pygope diphyia* (COL.) — VIGH in FÜLÖP, p. 71.

In der Paläontologischen Sammlung der Ungarischen Geologischen Landesanstalt befindet sich unter der Inventar-Nummer J. 7073 ein einziges Exemplar, das von L. V. LÓCZY SEN. gesammelt wurde. Im Laufe der damaligen Präparation ist es beschädigt worden. Es fehlt nicht nur fast die ganze Wirbelpartie der Schale, sondern auch vom Ende des rudimentär entwickelten Seitenflügels ein Stückchen. Die angeführten Masse geben die heutigen Werte des Exemplares an. Die ursprünglichen Masse der Schale durften wohl um einige mm mehr betragen haben

L = 29,3 mm

B = 32,0 mm

D = ? (nicht zu messen, da nach dem Absterben des Tieres die Klappen sich öffneten)

Unser Exemplar kann mit *Pygope diphyia* (COL.) mit getrennten Flügeln identifiziert werden. Die Entwicklung des Tieres erfolgte bis zum (an der dorsalen Klappe gemessenen) 14. mm verhältnismässig normal. Höchstens soviel kann festgestellt werden, dass beim 11. mm die Breite des rechten Flügels 4,7 mm und die des linken Flügels 6,2 mm beträgt (Abb. 9). Es kann ferner beobachtet werden, dass der etwas schmalere rechte Flügel sich von der theoretischen Symmetrieebene mehr als der linke Flügel entfernt. Wie es auch in der Abbildung 9 zu sehen ist, hat das Wachstum des rechten Flügels nach dem 14. mm aufgehört, während der linke sich normal weiterentwickelte.

In Anbetracht dessen, dass man am rechten Flügel keine äussere Verletzungsspur der Klappe sehen kann, wäre es naheliegend anzunehmen, dass die Verletzung (evtl. während der Nahrungsaufnahme) den die Schale ausscheidenden Mantel getroffen hat, möglicherweise schon im jüngeren Alter des Tieres passierte. Darauf liesse auch die Tatsache folgern, dass der rechte Flügel, besonders in der zweiten Hälfte seines Wachstums, mehr rudimentär entwickelt ist als der heile linke Flügel.

Die Spur einer die Schale getroffenen Verletzung lässt sich am linken Flügel von der Länge 24,2 mm erkennen. Die Verletzung war wohl nicht sehr bedeutend, das Tier lebte weiter und als Zeichen einer Verletzung ist nur ein seichter Sinus zu sehen, der von der oben erwähnten Länge an bis zum Stirnrand abläuft. Die Verwundung entstand offenbar vom Biss eines „Sphaerodus“-ähnlichen Raubfisches.

Alter : Untertithon.

Fundort : Tata, Kalvarien-Hügel.

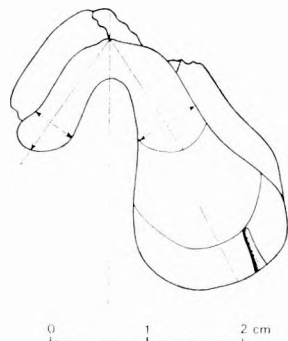


Abb. 9. *Pygope diphyia* (COL.). Beschädigtes Exemplar von der kleinen Klappe gesehen. (J. 7073. MAFI)

9. ábra. *Pygope diphyia* (COL.) sérült példányának a kisteknő felőli képe

von der oben erwähnten Länge an bis zum Stirnrand abläuft. Die Verwundung entstand offenbar vom Biss eines „Sphaerodus“-ähnlichen Raubfisches.

„*Rhynchonella*“ sp. (ex gr. *cartieri-retusifrons*)

Taf. II, Fig. 3, Abb. 10

1975. „*Rhynchonella*“ sp. [ex gr. *cartieri-retusifrons* (OPP.)] — VIGH in FÜLÖP, p. 31.

Ein interessanter und gut geheilter Fall einer äusseren Verwundung kann an einem kleinen „*Rhynchonella*“-Exemplar, das von L. v. LÓCZY SEN. im Jahre 1908 aus den Liasschichten des Kalvarien-Hügels gesammelt wurde, beobachtet werden. [Von N. KOCH (1909) wurde dieses zusammen mit einem anderen gut erhaltenen Exemplar als *Rhynchonella variabilis* SCHL. bestimmt und veröffentlicht.]

Unser Exemplar (J. 7174) ist zwar klein, aber von sehr gutem Erhaltungszustand. Es scheint ein bereits adultes Individuum gewesen zu sein.

Ma s s e : L = 8,0 mm  
B = 8,5 mm  
D = 5,5 mm

Das Tier erlitt in ganz jungem Alter eine drastische Verletzung, die offensichtlich durch sehr kleine, stumpfe Zähne verursacht wurde. Die unmittelbare Nähe der Wirbelregion ist völlig intakt, noch ohne Rippen wie im Falle der Art „*Rh.*“ *retusifrons* OPP. Die erste, verhältnismässig schwache Verletzungsspur liegt in Form einer länglichen ovalen Vertiefung an der kleinen Schale, fast noch in der „falsa area“, in der Nähe der Seitennaht, deren Mittelpunkt kaum 1,7 mm vom Schnabelloch entfernt liegt. Die zweite sich bereits in sagittaler Richtung vertiefende, tropfenförmige Verletzungsspur liegt etwa 3,9 mm vom Schnabelloch entfernt. In derselben Höhe befindet sich auch in der Mitte der grossen Klappe eine in entgegengesetzte Lage liegende Vertiefung beim Anfang des Sinus. Allein aus diesen Beobachtungen lässt es sich etwas schwer feststellen, ob die drei Verletzungsspuren auf eine einzige Einwirkung, die das Tier in 4,9 mm in der Länge der Symmetrieachse gemessen erlitt, zurückzuführen sind oder aber die dem Schnabelloch näher gelegene Verwundung (ohne eine Spur vom opponierter Lage) zuerst zustande kam (diese Annahme ist am unwahrscheinlichsten), die dann im Organismus durch eine gewisse regelwidrige Schalen- und Rippenbildung zu verheilen versuchte und dann später in

4,9 mm — nun das zweite Mal — die Verletzung zweifelsohne mit einer opponierten Lage erfolgte.

Eine genaue Betrachtung der stark vergrösserten Textfiguren (Abb. 10) lässt eher die Richtigkeit der ersteren Annahme zu. Vom Gesichtspunkt der Beurteilung aus ist besonders das Bild von der grossen Schale aus gesehen beachtenswert. Wie schon erwähnt, ist die Schalenpartie in unmittelbarer Nähe der Wirbelregion völlig glatt. Rückwärts vom Schnabelloch gesehen fängt an der grossen Schale die Berippung etwa bei 2,5 mm an. Sie ist ziemlich dicht, aber nur kaum wellenartig. Im Laufe des

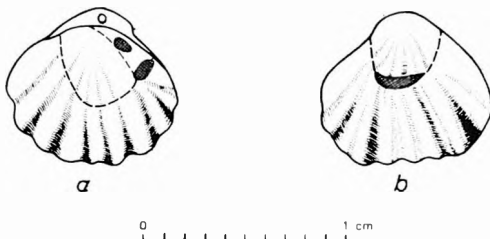


Abb. 10. „*Rhynchonella*“ sp. (ex gr. *cartieri-retusifrons*) (J. 7174. MAFI), gesehen von a) der kleinen Klappe, b) von der grossen Klappe. (Die abgegrenzten dunkel schattierten Teile zeigen die Verletzungsspuren an.)

10. abra. „*Rhynchonella*“ sp.  
(ex gr. *cartieri-retusifrons*)

a) Kisteknö felőli nézet. b) nagytekő felőli nézet.  
(A lehatárolt, sötét árnyékolt részek a sérülések nyomait jelzik.)

Wachstums wird sie bis zur Grenze des Kallus in einem sehr geringen Masse kräftiger. Die Entwicklung der grossen Schale scheint bis zu dieser Grenze normal zu sein, nur die Ausbildung der Berippung weicht von der der Art *retusifrons* und noch mehr von der der Art *cartieri* ab und erinnert an die von der Art „*Rh.*“ *furcillata* THEOD.

In einer sehr geringen Entfernung vom Wirbel kann an der linksseitigen Kontur ein kräftiger Knack beobachtet werden, der gut mit der Wachstumshöhe der oberen Verletzungsspur der kleinen Klappe übereinstimmt. Wieder von der Seite der grossen Schale aus gesehen geht der Kallus vom Einknacken an entlang einer fast vertikalen Linie ab und reicht bis zur Wachstumslinie in 4,9 mm. Hier findet man den Rand der Verwundung, die die grosse Schale getroffen hat und von hier an fängt der Sinus der grossen Schale und an der ganzen Schale die Ausbildung der für die *cartieri* charakteristischen normalen Berippung an. Die Annahme dieser einmaligen Einwirkung scheint auch durch das von der Seite der kleinen Klappe aus betrachtete Bild bestätigt. An der kleinen Schale hat sich am inneren, von der Seitennaht weiter entfernt gelegenen Rand sowohl der oberen wie auch der unteren Verletzungsspur ein scharfer Rand ausgebildet. Zwischen diesem Rand und der Seitennaht entwickelte sich ein sanft gewölbtes „Pseudo“-Seitenfeld ohne jede Skulptur. Der scharfe Rand setzt sich vom Kallusrand an in einer bereits normal entwickelten Rippe fort, die zur Seitennaht hinläuft. Vom Schnittpunkt des Kallus und der normal entwickelten Rippe geht auch eine andere, ziemlich kurze Seitenrippe aus, die bis zur Seitennaht deutlich verfolgt werden kann. Sie entspricht, wenn auch nur rudimentär entwickelt, einer von jenen Seitenrippen, die bei der Art *cartieri* schon vom Wirbel der kleinen Klappe ausgehen.

An der rechten Seite der kleinen Schale biegt der Kallusrand kräftig ab und erreicht die Seitennaht in einer Entfernung von kaum 1,5–1,7 mm vom Schnabelloch. Es ist auch natürlich, dass an dieser Seite die normal entwickelten Rippen schon von einem höheren Punkt auslaufen und sie länger sind.

Es ist eine interessante Erscheinung, dass an der linken Seite der kleinen Klappe, wo die beiden Verletzungsspuren zu sehen sind, die Kallusbildung nur bis zur Seitennaht gereicht hat und von dort an ganz bis zum an der Konturlinie bemerkbaren Einknacken die Grenze entlang der Seitennaht gegen das Schnabelloch umbiegt. Dementsprechend sind auch die Seitenrippen am linken Rand der grossen Schale viel länger und sie sind unversehrter als am rechten Rand der Klappe.

Aufgrund des oben gesagten dürfte — als eine Arbeitshypothese — darauf gefolgert werden, dass

- a) die drei Verletzungsspuren infolge einer einmaligen Einwirkung entstanden;
- b) die Verletzung, die dem Schnabelloch näher liegt, nur die elastische Schale getroffen hat, dieselbe aber nicht durchbrach, sodass der Mantel der kleinen Klappe keine ernstere Verletzung erlitt;
- c) der Mantelrand (die generative Zone) nur durch die beiden unteren, kräftigeren Einwirkungen stärker verwundet worden ist;
- d) das längliche Wachstum des Tieres — wie es wohl anzunehmen ist — während der Zeit der Kallusbildung aufgehört hat oder aber aufs Minimale reduziert wurde. Diese Annahme scheint auch durch die Tatsache bestätigt zu werden, dass vom Kallusrand angefangen das Wachstum sowie die Ausbildung der Berippung des Tieres ohne jede Übergangsperiode vollkommen normal, regelmässig vor sich ging.

Alter : Unterlias.

Fundort : Tata, S-Seite des Kalvarien-Hügels.



(?) *Katrolicerus* (s. l.) sp. ind. (forma *vertica*)

Taf. II, Fig. 4, Abb. 11

1975. (?) *Katrolicerus* (s. l.) sp. ind. — VIGH in FÜLÖP, p. 66.

Das ebenfalls aus der Sammlung von L. v. LÓCZY SEN. stammende Exemplar (J. 7269) ist ein Bruchstück, das aus der Wohnkammer (64,5 mm) und einer unmittelbar darunter liegenden Gaskammer (41 mm) besteht. Das teilweise als Schalenexemplar erhalten gebliebene Fossil kann — aufgrund einiger, relativ besser erhaltener Rippen der inneren Windungspartie — am meisten mit den *Katroliceren* verglichen werden. Suturlinien sind am Bruchstück leider nicht zu sehen.



0 1 2 cm

Abb. 11. (?) *Katrolicerus* (s. l.) sp. ind. Skizze von der Seite (J. 7269. MÁFI)

11. ábra. (?) *Katrolicerus* (s. l.) sp. ind. oldalnézeti vázlatos képe

Mittellinie der Seitenwand von der Wohnkammer zieht an der Schale in einer Breite von 2–2,5 mm ein sich ein wenig erhebendes Band ab, dem am Steinkern eine Vertiefung (eine Furche) entspricht. Von diesem mittleren Band ausgehend laufen sowohl gegen den Nabelrand wie auch den Externalteil hin, verschiedene Winkel bildend, aber immer vorwärts gerichtete Rippen ab. Es ist charakteristisch, dass die nach dem externalen Teil hinziehenden Rippen sich innerhalb des verwundeten Abschnittes nicht dichotomisch verzweigen, sondern genau so einfach bleiben, wie die dem Nabel hin gerichteten Rippen. Die Höhe der verletzten Rippen ist nicht gleichmässig entwickelt. Es gibt solche, die kräftiger ausgebildet sind (aber die Höhe der Rippen erreicht auch bei diesen nicht die der unverletzten Rippen) und es gibt solche, die nur als sanfte Runzeln ausgebildet sind.

Wie schon oben erwähnt, beträgt die Länge der Fraktur 39 mm. Danach folgt, wie das auch in der Abbildung genau erkannt werden kann, wieder eine

Am Wohnkammer-Bruchstück, dessen durchschnittliche Höhe 24,5 mm beträgt, ist in der Mittellinie der Seitenwand des Gehäuses in einer Länge von 39 mm die Spur einer geheilten Fraktur zu sehen (Abb. 11). Am linken Teil der Wohnkammer ist noch eine normal ablaufende Rippe und daneben ein tieferer Sinus zwischen den Rippen erhalten geblieben. Nach Ausbildung derselben wurden das Gehäuse (der Mündungsrand?) und der Mantel von einer Verwundung getroffen, die offenbar von einem Raubfisch oder einem Saurier hervorgerufen wurde. Das Tier überlebte die Verletzung, der Mantel schied auch weiterhin das zum fortlaufenden Schalenbau nötige Kalkmaterial aus, nur in der Ausbildung der Rippen ist eine Veränderung eingetreten. In der

normal entwickelte, scharfe, hohe, sich gabelig verzweigende Rippe, wodurch angezeigt wird, dass sich das Tier nach der Verletzung völlig regenerierte.

Alter: Kimmeridge.

Fundort: Tata, Kalvarien-Hügel.

### B) Sonstige Unregelmässigkeiten

In der Fachliteratur finden sich immer mehr Fälle, in denen die pathologische Erscheinung des Gehäuses irgend einer Molluske nicht eine Fraktur, d. h. die Folge einer von aussen erfolgten einmaligen Einwirkung, sondern die irgend einer krankhaften Veränderung in den Weichteilen des Organismus ist. Diese krankhafte Veränderung im Organismus kann im Laufe der Ontogenese früher oder später eintreten. In der oberjurassischen Fauna von Tata findet man unter den Ammoniten — und bis jetzt nur unter den Aspidoceratiden — unregelmässig entwickelte (teratologische) Individuen, bei denen der Siphonallobus nach dieser oder jener Seite verschoben ist und damit im Zusammenhange sich auch die Seitenloben asymmetrisch entwickelt haben. [A. TASNÁDI KUBACSKA (1960, p. 54) erwähnte unter Berufung an Gyula VIGH ein *Waagenia*-Exemplar mit asymmetrischen Suturlinien aus den „liassischen Schichten von Tata“. Dieses Zitat beruht wohl auf einem Irrtum, da Gy. VIGH (1927) das in Rede stehende *Waagenia*-Exemplar von Hársberek genannten Abhang des Kis-Eménkes-Berges aus dem Gerecsegebirge, und zwar aus den „acanthicum-Schichten“ beschrieb.]

Im Zusammenhange mit den unregelmässigen Entwicklungserscheinungen bei den Ammoniten erwähnt ENGEL (1894): „Von *Lytoceras*, *Phylloceras* und *Aspidoceras* z. B. ist uns noch kaum ein krankes Exemplar vor Augen getreten. . .“ Im Jahre 1909 beschrieb VADÁSZ nebst Abbildungen drei *Aspidoceras*-Exemplare aus den Kimmeridge-Schichten von Tata mit der Bemerkung „. . . die *Aspidoceraten* von Tata dürften innerhalb dieser Gattungen als die ersten unregelmässig entwickelten Formen betrachtet werden.“ Diese Anzahl kann nun durch zwei weitere *Aspidoceras*-Exemplare mit einem verschobenen Siphonallobus ergänzt werden.

*Aspidoceras* cf. *acanthicum* (OPP.)

und

(?) *Physodoceras* cf. *montisprimi* (CAN.) (forma *iuxtalobata*)

Taf. II, Fig. 5, 6, Abb. 12, 13, 14, 15

1975. *Aspidoceras* cf. *acanthicum* (OPP.) — VIGH in FÜLÖP, p. 66.

1975. (?) *Physodoceras* cf. *montisprimi* (CAN.) — VIGH in FÜLÖP, p. 66.

Im Laufe der Revision der Fauna, die durch L. v. LÓCZY SEN. von Tata eingesammelt wurde, konnten wir zwei neue *Aspidoceraten* bzw. (?) *Physodoceraten* finden, bei denen der Siphonallobus in einem ziemlich bedeutendem Masse seitwärts verschoben ist. Von den hier gezeigten drei Lobenlinien (Abb. 12, 13, 14) war eine (Abb. 12) bereits bei E. VADÁSZ (1909, p. 156, fig. 1) zu sehen. Hier wurde sie nur als eine der am besten erhaltenen Suturlinien, zwecks eines Vergleiches, wiederholt abgebildet.

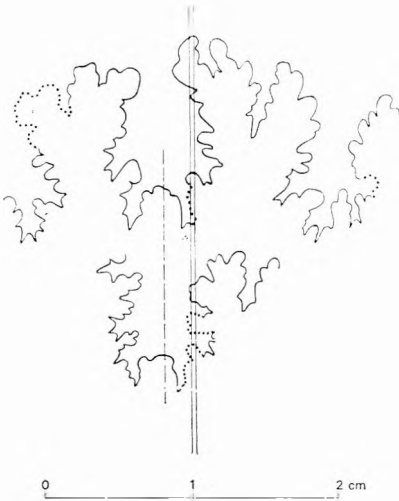


Abb. 12. (?) *Physodoceras* cf. *montisprimi* (CAN.) (vergl. E. VADÁSZ l. c. p. 156, f. 1). Suturlinie von der siphonalen Seite aus gesehen (J. 7271. MÁF1)

12. ábra. (?) *Physodoceras* cf. *montisprimi* (CAN.) (vö. VADÁSZ E. l. c. p. 156. f. 1.) kamravarrata a szifonális oldal felől

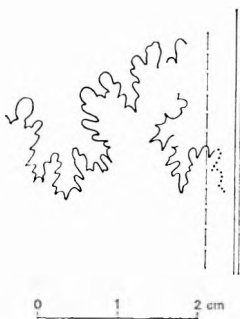


Abb. 13. (?) *Physodoceras* cf. *montisprimi* (CAN.). Suturlinie von der siphonalen Seite aus gesehen (J. 7270. MÁF1)

13. ábra. (?) *Physodoceras* cf. *montisprimi* (CAN.) kamravarrata a szifonális oldal felől

Veränderung der ökologischen Verhältnisse denken, weil diese dann ihre Wirkung auch über die übrigen Gattungen ausgeübt hätten. Vielmehr könnte es sich hier um eine wirkungsvolle genetische Unregelmässigkeit handeln, die sich hier in erster Linie bei den Aspidoceratiden zur Geltung kommt, während die übrigen Gattungen der Ammoniten von diesem Einfluss unberührt blieben.

Aufgrund der bis jetzt bekannten fünf Exemplare kann bezüglich der rechts oder links gerichteten Verschiebung des Siphonallobus keine Gesetzmässigkeit erkannt werden. Ob eine seitwärts gerichtete Verschiebung des siphonalen Lobus auch die seitliche Verschiebung des Siphos mit sich bringt, ist eine Frage, die auch schon von E. VADÁSZ (1909, p. 156) gestellt wurde. Darauf weisen folgende Zeilen von ihm hin: „... Die Ursache also, wodurch diese Unregelmässigkeit hervorgerufen wurde, war oder traf bereits im jungen Lebensstadium das Tieres ein. Die Klärung der Ursache wird in diesem Fall dadurch erschwert, dass wir nicht feststellen können, ob die starke Verschiebung des Siphonallobus mit einer Verschiebung des Siphos selbst verbunden ist.“ Uns gelang es nicht nur am von E. VADÁSZ (1909, p. 156, fig. 1) abgebildeten Exemplar die mit dem Siphonallobus zusammen erfolgte seitliche Verschiebung des Siphos nachzuweisen, sondern auch an einem etwas grösseren, aus der Sammlung von L. v. LÓCZY SEN. stammenden und von uns als (?) *Physodoceras* cf. *montisprimi* (CAN.) bestimmten Exemplar (Abb. 15). Aufgrund dieser beiden Glücksfälle kann es natürlich noch nicht als eine Gesetzmässigkeit hingestellt werden, dass die Verschiebung des Siphonallobus gezwungenerweise die Verschiebung des Siphos mit sich bringt oder umgekehrt, die Verschiebung des Siphos gleichzeitig auch die asymmetrische Ausbildung des siphonalen Lobus verursacht.

Im Einverstehen mit E. VADÁSZ (1909, p. 156) lässt sich soviel aber zweifelsohne feststellen, dass hier die Ursache der teratologischen Entwicklung in irgend einer Veränderung oder Erkrankung des Organismus zu suchen ist.

Im Zusammenhange mit dieser Erscheinung können wir keinesfalls an eine

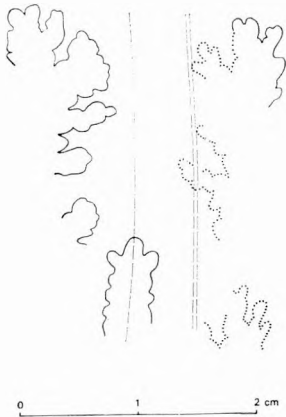


Abb. 14. *Aspidoceras* cf. *acanthicum* (OPP.). Suturlinie von der siphonalen Seite aus gesehen. (J. 7272. MÁFI)

14. ábra. *Aspidoceras* cf. *acanthicum* (OPP.) kamravarrata a szifonális oldal felől

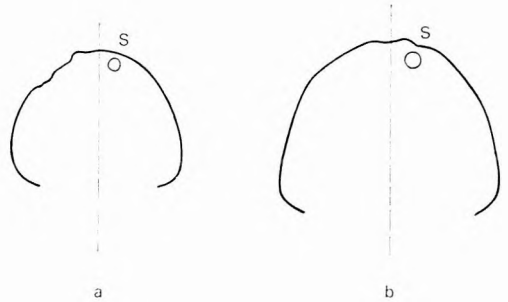


Abb. 15. (?) *Physodoceras* cf. *montisprimi* (CAN.). Querschnitt des letzten Umganges mit dem seitwärts verschobenen Siphon (S). a) vögl. E. VADÁSZ 1909, p. 156, f. 1. (J. 7271. MÁFI), b) das von L. v. LÓCZY SEN. gesammelte Exemplar (J. 7270. MÁFI)

15. ábra. (?) *Physodoceras* cf. *montisprimi* (CAN.) utolsó kanyarulatának keresztmetszete, az oldalra toldott szifóval (S)

a) vö. VADÁSZ E. 1909. p. 156. f. 1. b) ID. LÓCZY L. gyűjtése

Es könnte auch die Möglichkeit als eine Lösung der Frage erwogen werden, ob die Verschiebung des Siphos nicht infolge einer Veränderung der Lage der einzelnen Organe oder durch eine Veränderung im Verhältnis in den Massen derselben erfolgte. Dadurch wurde das Tier in einen Gleichgewichtszustand gezwungen, in welchem es in einer von der vertikalen Körperhaltung nach rechts oder links gekippten Achsenlage weiterleben musste. Das hätte nämlich die asymmetrische Anordnung der inneren Organe (darunter auch die des Siphos) hervorrufen können. (Ähnliche Fälle werden in der zoologischen Literatur über andere, auch heute lebende Tierstämme angeführt.)

Am Exemplar von *Aspidoceras montisprimi*, das zuerst von E. VADÁSZ abgebildet wurde, konnte im Laufe der Revision festgestellt werden, dass die Verschiebung des Siphonallobus — wenn auch in einem viel kleinerem Masse — bereits beim Durchmesser 42 mm beobachtet werden kann. Daraus könnte gefolgert werden, dass einzelne *Aspidoceras*-Exemplare schon seit ihrem jungen Lebensalter hypersensibel waren und bei der ersten Gelegenheit auch gleich die Krankheit bekamen.

Alter: Kimmeridge.

Fundort: Tata, Kalvarien-Hügel.



## SCANNING ELEKTRONMIKROSKÓPI HÉJSZERKEZETI VIZSGÁLATOK EOCÉN LAMELLIBRANCHIÁTÁKON

KECSKEMÉ TINÉ KÖRMENDY ANNA

A szerző az eocén kagylóhéjak szerkezetének vizsgálatát kiterjesztette azok ultrastruktúrájának megismerésére, elektronmikroszkóp alkalmazásának segítségével. Vizsgálatait JEOL JSM-35 scanning mikroszkóppal végezte.

A vizsgálati módszerek eddigi kutatástörténeti áttekintése után az általa alkalmazott módszereket és a vizsgálatait során elkülöníthető héjstruktúra-típusokat ismerteti. Ezután két csoportra bontva bemutatja 17 taxon jellemző héjstruktúráját.

A hazánkban először alkalmazott vizsgálatai és eredményei azt mutatják, hogy a módszer, további finomítás után, a taxonómiai munkában is használható.

A 18. századtól napjainkig nagy fejlődésen ment keresztül a Mollusca-vázak héjszerkezetének megismerése terén végzett kutatási munka. Az elsők közé tartozó „klasszikus” héjszerkezeti kép szerint három részből áll a Mollusca-cák héja: a külső periostracum, mely szervesanyagú, szaruszerű, conchinból áll, a középső ostracum oszlopos szerkezetű réteg, melynek anyaga szénsavas mész vagy aragonit, és a belső hypostracum, gyöngyház réteg, mely vékony lemezes szerkezet mellett szénsavas mészből vagy aragonitból áll.

A héjszerkezeti vizsgálatok nagyobb felbontású fénymikroszkópok, majd az elektronmikroszkóp alkalmazásával nagy lépéssel jutottak előre. A recens Mollusca-héjak vizsgálata mellett párhuzamosan fosszilis vázakon is történtek héjstruktúra-tanulmányok.

### Kutatástörténeti áttekintés

O. B. BØGGILD (1930) nevéhez fűződik az első nagy összefoglaló munka. Az ő osztályozását a mai napig használják. A Mollusca-cák héjának szerkezetét csiszolatban vizsgálva homogén, prizmás, leveles, gyöngyházás, szemcsés, nagykristályos, kereszttezett lemezes és komplex kereszttezett lemezes típusokat és azok összetett változatait különböztette meg.

F. HAAS (1931) a kagylók mézsrétegét négy kategóriába sorolta: 1. gyöngyházás csoport (pl. Nucula, Trigonina), 2. „Calcitostracum” csoport (Ostrea, Anomia, Spondylus, Pecten), 3. „porcelán rétegű” csoport (tengeri formák legnagyobb része) és 4. „prizmás rétegű” csoport (Avicula, Mytilus), ahol a prizmák kalcitból vagy aragonitból állnak.

J. OBERLING (1964) három héjstruktúra-csoportot különít el: a prizmás (Nucula), a leveles (Aviculopecten) és a kereszttezett lemezes (Arca) csoportot.

I. KOBAYASHI (1969) a kagylók héjszerkezetének nagyszámú különbözőségét a taxon evolúciós helyzetének tulajdonítja. Tehát az evolúciós helyzetük szerint más és más struktúra-kombináció. Például a Veneridae családon belül 8-féle kombinációt is felsorol.

A. DENIS (1972) ismerteti a MEB (microscop electronique à la balayage) alkalmazását a kagylók héjszerkezetének vizsgálatában is kiemeli az ultrastruktúra jelentőségét a mikrostruktúra mellett.

J. TAYLOR (1973) a kagylók héjszerkezetének evolúciós vonalát mutatja be, a 9 különböző struktúra kombinációs jellege alapján.

V. POPOV (1977) a Cardium-félék mikrostruktúráját vizsgálva három csoportra osztja azokat, majd tengeri Cardium-féléken tanulmányozza a struktúra változását az egyedfejlődés folyamán

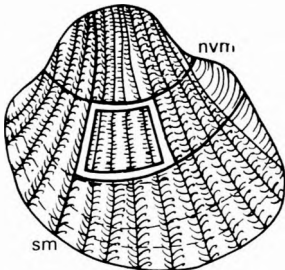
Ők és még sokan mások foglalkoztak behatóbban a kagylók vázának héjfelépítésével. A héjszerkezet ismeretének segítségével taxonok, családok, nemzetségek jellegeinek szétválasztása, evolúciós sorba való beilleszthetősége, kor- és fáciesbeli következtetések levonása terén érhetünk el eredményeket.

### Scanning elektronmikroszkópi (SEM) vizsgálati módszer

A kagylóhéjak szerkezetének elektronmikroszkópi tanulmányozása során célom az volt, hogy az eocénben előforduló, sok esetben csak töredékekben található kagylóhéjakat biztosan elkülönítsem ultrastruktúra-vizsgálatok segítségével. Vizsgálataim JEOL JSM-35 scanning mikroszkóppal történtek. A DENIS (1972) kagylóhéjakon végzett ultrastruktúra-vizsgálatainak módszerét alkalmaztam. A nevezéktani kifejezéseknél úgyszintén DENIS 1972-es dolgozatában szereplő héjstruktúra-elnevezések magyar fordítását vettem alapul. Az anyag előkészítését (evaporálás) és a felvételeket TAKÁCS B.-NÉ készítette. Az evaporálás szénnel és arannyal történt.

A megvizsgált fosszilis példányok a mányi—nagygyeházi medencében mélyített fúrások eocén rétegeiből származnak. A recens Glycymeris a Földközi-tengerből való (CSÁSZÁR G. gyűjtése).

A SEM vizsgálatokat mindig olyan töredéken végeztem, mely lehetőleg a kagylótekno közepéből való. A héjtöredéken megkülönböztethető egy radiális,



1. ábra. sm = sugár menti metszet, nvm = növekedési vonal menti metszet

Fig. 1. sm = radial section, nvm = growth line section

vagyis sugár menti törési felület és egy növekedési vonal menti törési felület ill. alkalmankint tangenciális (érintőleges), a héjfelszínnel párhuzamos törési felület. A töredékeket lehetőleg úgy készítettem, hogy több irányból lehessen vizsgálni (1. ábra). A tanulmányozás során súlyt fektettem a héjfelszínnek (skulptúra) vizsgálatára is.

Az elektronscan felvételek rendszerint háromféle nagyításban történtek: egy habituskép a töredék formájáról, a tájékozódás szempontjából, egy kisebb nagyítás a törési felület mikrostruktúrájának összképéről és egy erősebb nagyítás az ultrastruktúra tisztázására (10-, 100- és 1000-es nagyságrendben).

Két csoportba osztva vizsgáltam a kagylóhéjakat. Megkülönböztettem gyöngyházás fényű és nem gyöngyházás fényű kagylókat. A n e m g y ö n g y -

h á z a s f é n y ű e k közül a recens és eocén Glycymeris, a különböző Arca-félék (*Arca vertesensis* SZÓTS, *A. marceauxiana* DESH., *A. rigaultiana* DESH.), a *Trinacria morensis* SZÓTS, *Cardium* sp., *Meretrix nitidula* (LAM.) és *Venus* sp. héjait tanulmányoztam. A g y ö n g y h á z a s f é n y ű e k közül az *Anomia gregaria* BAYAN, *A. tenuistriata* DESH., *Brachyodontes corrugatus* (BRONGN.), *Chlamys multicarinata* (LAM.) és a *Pteria trigonata* (LAM.) héjain végeztem héjszerkezeti vizsgálatot a scanning elektronmikroszkóppal. Ez utóbbi csoport-hoz soroltam a *Nucula subovata* D'ORB. fajt is.

## Eredmények

Vizsgálataim során eddig a következő héjstruktúra-típusokat különböztettem meg: homogén-aprószemcsés, oszlopos, prizmás. leveles-gyöngyház, „fonalas”, keresztezett lemezes típusokat.

A h o m o g é n - a p r ó s z e m c s é s struktúra igen kis kristályokból épül fel (I. tábla 1.). Az o s z l o p o s struktúrára rendszerint a héjfelszínre merőleges, egymással párhuzamosan elhelyezkedő elemek jellemzőek (I. tábla 2.). A p r i z m á s struktúra szabályos hatszögletű kristályhasábokból áll (I. tábla 3.). A l e v e l e s - g y ö n g y h á z a s struktúra a héjfelszínnel párhuzamos síma vagy mintázott lapokból, levelekből áll (I. tábla 4.). A „f o n a l a s” szerkezet alkotói egymással párhuzamosak, de a héjfelszínre vonatkoztatott irányuk változó (I. tábla 5., VII. tábla 1.). A k e r e s z t e z e t t l e m e z e s struktúránál az alkotóelemek, vagyis a lemezek egymást különböző szög alatt keresztelve adják a jellegzetes képet (I. tábla 6.). A keresztezett lemezes struktúra sokszor összetett formában is jelentkezik. A héjszerkezet a különböző irányú metszeteken eltérő lehet. A tangenciális metszet rendszerint más képet ad (III. tábla 2—3.).

A héjfelszínt vizsgálva — a felületi díszítést nem véve figyelembe — egy különleges jelenséget figyeltem meg. Egyes kagylók külső héjfelületén és másoknál a belső felületen is egyenletes eloszlásban, de nem szabályos rendeződésben, kerek lyukak láthatók. A héj külső és belső felszínén látható lyukakat a héj teljes vastagságán keresztül „csatornák” kötik össze. Ez a jelenség a Glycymeris- és Arca-féléknél a jellemző keresztezett lemezes héjstruktúrán látható. A csatornák nyomon követhetők az egész héjvastagságon keresztül, a köpennyel közvetlen kapcsolatban álló belső héjfelszíntől a kagylóteknő külső héjfelszínéig, tehát a fosszilis példányokon egészen a hiányzó periostracumig. Egy véletlen törés következtében egyik Glycymeris példány töredékén, egy közbülső törési felületen (tangenciális felület) azok a lyukak is láthatók (II. tábla 3—4.), melyeken a csatornák is áthaladnak. A „csatorna”-rendszernek valószínűleg a teljes héj felépítésében van szerepe.

Ugyanilyen mennyiségű, egyenletes eloszlású lyukakat találtunk a Meretrix héjfelszínén is (V. tábla 4.). A lyukak valamivel sűrűbben helyezkednek el, mint a Glycymeris-nél, de a héj ugyanolyan keresztezett lemezes struktúráján csatornák nem láthatók (V. tábla 3.). A lyukakkal ellátott héjfelszín és az azokat összekötő „csatorna”-rendszer mindenféleképpen specifikus jelleg.

Másik megfigyelhető jelenség a hatszögletű kristályok kifutása a héjfelszínre. Ilyen látható a *Pteria trigonata* (LAM.) fajnál (IX. tábla 1.).



## Nem gyöngyházás fényű csoport

A *Glycymeris*-félék közül eocén és recens példányokat vizsgáltam (II. tábla 1–6.). A recens és eocén héjak struktúrájának jellege azonos. Keresztezett lemezes struktúra látható a radiális, vagyis sugár menti és a növekedési vonal menti metszeten egyaránt (2. ábra). A recens példányokon a külső és belső héjfelszín alatt tömöttebb jellegű, ?homogén struktúra van. A keresztezett lemezes struktúrán keresztül „csatornák” kötik össze a külső és belső héjfelszínt mind az eocén, mind a recens példányokon. A belső és külső héjfelszínen és a közbülső tangenciális metszeten a csatornák kifutásánál lyukak láthatók. Ezek a lyukak az eocén példányokon határozottabbak, a recensen elmosódottak. Valószínűleg a még nyomokban meglevő periostracum befedi azokat.

Az *Arca*-félékre keresztezett lemezes struktúra jellemző. Egyes fajknál oszlopos struktúra is látható. A radiális és a növekedési vonal menti metszet egyaránt a keresztezett lemezes struktúra azonos megjelenési formáját adja (3. ábra). „Csatorna” rendszerint van.

*Arca vertesensis* SZŐTS (III. tábla 1–3.) fajnál megfigyelhetjük a keresztezett lemezes struktúra tangenciális metszetén látható formáját.

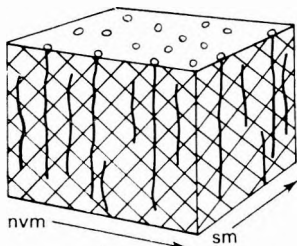
*Arca marceauviana* DESH. (IV. tábla 1–2.) fajnál a belső felszínnél látható oszlopos szerkezet erőteljes, a keresztezett lemezes struktúra elemei tompaszögben keresztezik egymást (kb.  $120^\circ$ ).

*Arca rigaultiana* DESH. (IV. tábla 3.) keresztezett lemezes szerkezetét alulról is és felülről is oszlopos szerkezet határolja. A keresztezett lemezes struktúra elemei kb.  $110^\circ$ -ban keresztezik egymást.

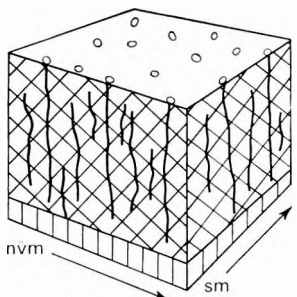
*Trinacria morensis* SZŐTS (IV. tábla 4.) radiális metszetén jól láthatók a „csatornák” és a héjfelületen a megfelelő lyukak. Itt a belső és külső héjfelszínnél egy tömöttebb, szemcsés struktúra határolja a keresztezett lemezes héjszerkezetet. A keresztezett lemezes struktúra elemei derékszögben keresztezik egymást.

A *Venus*-félék közül csak egy eocén faj példányát vizsgáltam, a *Venus* sp.-t (VI. tábla 4. és VII. tábla 1–2.). A héj törési felületén kétféle struktúrát lehetett megkülönböztetni. A belső héjfelszín felőli részen egy vastagabb homogén ill. aprószemcsés struktúra látható. E felett a külső héjfelszín alatt, egy fonalas struktúra alkotja még a bordák anyagát is. Ez a kétféle héjszerkezeti jelleg látható a töredék radiális és növekedési vonal menti metszetén egyaránt (4. ábra).

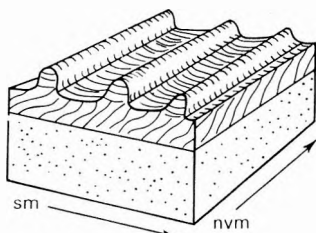
A *Cardium*-félék közé tartozó faj héjának növekedési vonal menti metszetén a keresztezett lemezes struktúra két különböző rétegét lehetett megkülönböztetni (5. ábra). Az alsó héjfelszín fe-



2. ábra — Fig. 2



3. ábra. — Fig. 3



4. ábra — Fig. 4

lőli részen a struktúra alkotóelemei tompaszögben (kb.  $120^\circ$ ) keresztelik egymást. A külső héjfelszín felőli részen az elemek kb. derékszögben érintkeznek egymással (VI. tábla 1.). A radiális metszeten a keresztezett lemezek kifizása jellegzetesen más formát mutat (VI. tábla 2. A, B). Ez azonos az Arca-féléknél látott tangenciális metszet képével (III. tábla 2.).

A *Meretrix*-féléket vizsgálva, a *Meretrix nitidula* (LAM.) radiális és növekedési vonalmenti metszetén egyaránt két keresztezett lemez és ezek között egy oszlopos struktúrát különböztethet meg (6. ábra). A külső és belső héjfelszín alatti keresztezett lemezes struktúra azonos jellegű, a lemezek kb. derékszögben találkoznak egymással. A közbülső oszlopos szerkezet vastagsága és helyzete változó. A külső héjfelszínen, egyenletes eloszlásban lyukak láthatók, de a keresztezett lemezes struktúrán keresztül „csatornák” nincsenek.

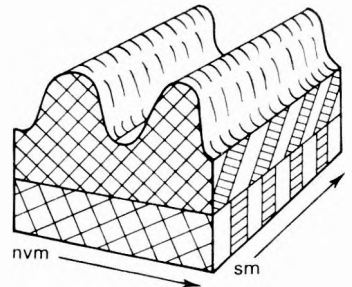
#### Gyöngyházás fényű csoport

Az *Anomia*-félék közül az *Anomia gregaria* és az *A. tenuistriata* héjstruktúráját vizsgáltam.

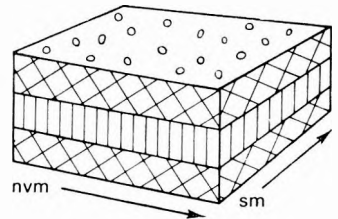
*Anomia gregaria* BAYAN (I. tábla 4., VII. tábla 3–4.) sima felületű, egymással és a héjfelszínekkel párhuzamos településű lapokból áll. Csak a héj belső részén látható egy, a héjfelszínre merőleges, oszlopos struktúrának látszó réteg (7. ábra). Ez valószínűleg nem az igazi oszlopos struktúra, hanem a gyöngyházréteg struktúrájába tartozó más irányban képződött elemek összessége. Ennek kifizása a sugár menti metszeten nagyobb szemcsékből álló, egyenetlen struktúrát mutat.

*Anomia tenuistriata* DESH. struktúrája fonalszerű elemekből tevődik össze. A „fonalszerű” gyöngyházlemez felületén szabálytalanul futó élek emelkednek ki.

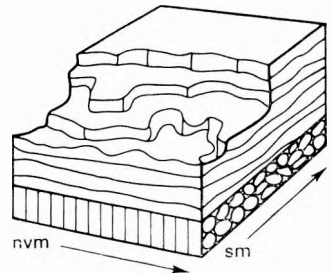
*Brachiodontes corrugatus* (BRONGN.) faj héjának növekedési vonalmenti metszetén (VIII. tábla 2.) jól megfigyelhető a belső héjfelszínnel párhuzamosan települő, gyöngyházás leveles struktúrára jellemző lapok összessége. E felett, a bordák közötti részben vékonyabb, a bordák keresztmetszetén, azok magasságának megfelelő, oszlopos struktúra észlelhető (8. ábra). A sugár menti metszet — egy bordaközben



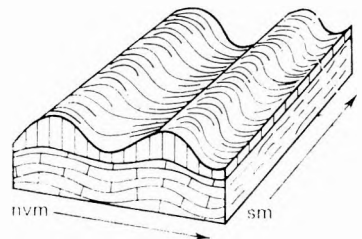
5. ábra — Fig. 5



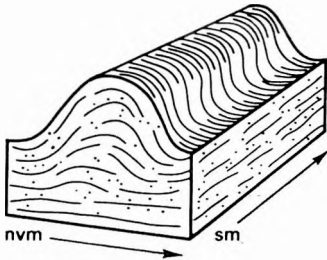
6. ábra — Fig. 6



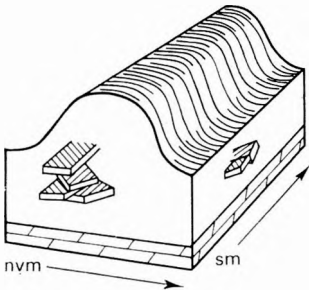
7. ábra. — Fig. 7



8. ábra — Fig. 8



9. ábra — Fig. 9



10. ábra — Fig. 10

vizsgálva — ugyanolyan gyöngyházlapocskák-ból álló struktúrát mutat.

Az *Ostrea*-félék héja igen nehezen törhető szabályosan, akár sugár mentén, akár a növekedési vonal irányában. Ez valószínűleg a héj struktúrájának következménye. A problémát véleményem szerint csak vágási, csiszolási és maratósi módszer segítségével tudnánk megoldani. Jelenleg azonban az egyszerű törési módszerrel dolgozva csak egyenetlen felszín tudtunk vizsgálni.

*Ostrea plicata* SOL. fajnál leveles-gyöngyház-as, homogén-szemcsés struktúrát láthatunk szabálytalan eloszlásban, a növekedési vonal menti metszeten (9. ábra és VIII. tábla 4.).

*Chlamys multicarinata* (LAM.) héjának is szabálytalanul irányzott leveles-gyöngyház-as szerkezete van (10. ábra). A lapok nem simák, mint az *Anomia*-nál, hanem csikozottak. Ez jól mutatja azt, hogy az elemek iránya változó. Valószínűleg a gyöngyházrteg komplex struktúrájáról lehet szó. Itt is felmerülnek a töréssel kapcsolatos problémák (VIII. tábla 3.).

*Pteria trigonata* (LAM.) (I. tábla 3., IX. tábla 1—2.) erősen gyöngyházfényűnek látszó

héján két különböző struktúrát lehet megkülönböztetni. A héj külső felszínét szép szabályos hatszögletű prizmás struktúra, a belső héjfelszín felőli részét azzal párhuzamosan települő, leveles-gyöngyház-as struktúra alkotja. A levelek, lapok felszíne nem sima, hatszögletű domborulatok látszódnak rajta. A hatszögletű prizmák helye a legfelső leveleken még erősebben látszik. A prizmás struktúrát nem mindig egy, hanem több, egymásra települő prizmás sor alkotja.

A *Nucula*-féléket is ebbe a csoportba soroltam, erősebb gyöngyházfényük miatt.

*Nucula subovata* D'ORB. (VIII. tábla 5—6.) héjának metszetén két különböző struktúrát lehet megkülönböztetni. A külső héjfelszín alatt egy homogénnek látszó, aránylag vékony réteg van. Alatta, a növekedési vonal menti metszeten leveles-gyöngyház-as struktúra látható, hullámos elhelyezkedésben.

\* \* \*

Vizsgálataim során megkísértem, hazánkban először, az eocénben leggyakrabban előforduló taxonok közül néhánynak héjszerkezetét behatóbban megismerni. Az eddigi eredmények azt mutatják, hogy a módszer, további finomítás után, a taxonómiai munkában is használható. Ennek eldöntéséhez még további, más taxonokra is kiterjedő vizsgálatok szükségesek.

## IRODALOM

- BÖGGILD O. B. 1930: The shell structure of the mollusks. — pp. 231–325, København.
- B. HAVAS M.—KECSKEMÉTI T.-NÉ—KORPÁS L.-NÉ—KROLOPP E. 1978: Makrofossziliák scanning elektronmikroszkóppal történő vizsgálatainak eredményei. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- DENIS A. 1972: Essai sur la microstructure du test de Lamellibranches. — Travaux du Labor. de Paleont. pp. 1–89. Orsay.
- HAAS F. 1931: Dr. H. G. Bronns Klassen und Ordnungen des Tierreichs wissenschaftlich dargestellt in Wort und Bild. 3. n° 3: Bivalvia. — 186. p. Leipzig.
- KOBAYASHI I. 1969: Internal microstructure of the shell of Bivalve, Mollusca. — Am. Zool. 9. 3. pp. 663–672.
- PHILIPPON J. 1974: Structure et composition minéralogique de la coquille de Gastropodes actuels et fossiles. — Notes et Contributions. 7. pp. 1–84.
- POPOV SZ. V. 1977: Mikrosztruktúra rakovinü i szisztyematyika karliid. — pp. 1–124. Moszkva.
- ÖBERLING J. 1964: Observations on some structural features of the pelecypod shell. — Mitt. Naturforsch. Ges. N. F. 20. pp. 1–63, Bern.
- TAYLOR J. D. 1973: The structural evolution of the Bivalve shell. — Paleontol. 16. Part 3. pp. 519–534.
- TAYLOR J. D.—LAYMAN M. 1972: The mechanical properties of Bivalvie (Mollusca) shell structures. — Paleontol. 15. Part 1. pp. 73–87.

EXAMINATION OF EOCENE BIVALVE SHELL STRUCTURES  
BY SCANNING ELECTRON MICROSCOPY (SEM)

by

A. KECSKEMÉTI-KÖRMENDY

*The SEM method*

In examining the structure of bivalve shells by electron microscope techniques the author has pursued the aim of finding a safe tool for identification of Eocene bivalve shells, often found only as fragments, by the aid of ultrastructure analyses. In these studies she used a scanning electron microscope JEOL-JSM-35 and the method of ultrastructure examination of bivalve shells developed by A. DENIS (1972). In her vocabulary of shell structure she also has relied on the terminology figuring in DENIS' paper published in 1972. The evaporation of the material and the photographs were made by MRS. TAKÁCS. Evaporation was done by using carbon and gold.

The fossil specimens examined derive from Eocene beds intersected by boreholes put down in the Máty-Nagygyháza basin. The now-living Glycymeris specimens have come from the Mediterranean Sea (sampled by G. CSÁSZÁR).

Subject to SEM analyses were always fragments deriving, whenever possible, from the centre of the valve of the mollusc. On the shell fragments a radial fracture surface, a fracture parallel to the growth line and a tangential one, parallel to the shell surface can be distinguished. The fragments were prepared, whenever possible, so as to enable examination from several direc-

tions (Fig. 1). During the examinations stress was laid on studying the sculpture of shell surfaces as well.

The bivalve shells were examined divided into two groups. Distinction was made between shells of nacreous lustre and ones of non-nacreous lustre. Of the shells of non-nacreous lustre, those of now-living and Eocene *Glycymeris*, various representatives of *Arca* (*Arca vertesensis* SZÓTS, *A. marceauxiana* DESH., *A. rigaultiana* DESH.), *Trinacria morensis* SZÓTS, *Cardium* sp., *Meretrix nitidula* (LAM.) and *Venus* sp. were examined. Of the shells of nacreous lustre, the structure of those of *Anomia gregaria* BAYAN, *A. tenuistriata* DESH., *Brachyodontes corrugatus* (BRONGN.), *Chlamys multicarinata* (LAM.) and *Pteria trigonata* (LAM.) were analyzed by scanning electron microscopy. *Nucula subovata* D'ORB. was assigned to the second group, too.

### Results

In her studies, the author has distinguished so far the following shell structure types: homogeneous to microgranular, columnar, prismatic, foliated-nacreous, "filamentous" and crossed lamellar.

The homogeneous-microgranular structure consists of very small crystallites (Plate I, Fig. 1). The columnar structure is characterized, as a rule, by parallel elements normal to the shell surface (Plate I, Fig. 2). The prismatic structure is composed of regular hexagonal crystal prisms (Plate I, Fig. 3). The foliated-nacreous structure is constituted by smooth or patterned sheets, foliae, parallel to the shell surface (Plate I, Fig. 4). The constituents of the "filamentous" structure are parallel to one another, though their orientation referred to the shell surface is variable (Plate I, Fig. 5, Plate VII, Fig. 1). In the case of crossed-lamellar structure the constituents, i. e. the lamellae, cross each other at different angles, thus resulting in a peculiar pattern (Plate I, Fig. 6). The crossed-lamellar structure is frequently manifested in a complex form. The shell structure in sections of different orientation may be quite dissimilar. A tangential section provides, as a rule, a different picture (Plate III, Figs. 2-3).

While examining shell surfaces, the author, disregarding the sculpture, took notice of a particular phenomenon. On the shell surface of some bivalves, in others even on the inner surface, round holes of uniform distribution, but irregular arrangement, could be observed. The holes observable on the outer and inner surfaces are interconnected by "channels" penetrating the shell in full thickness. This phenomenon can be observed on the typical crossed-lamellar shell structure of *Glycymeris* and *Arca* specimens. The channels can be traced across the whole thickness of the shell, from the inner shell surface directly connected with the mantle up to the outer surface of the valve, consequently, up to the periostracum totally absent in fossil specimens. Owing to an accidental fracture on a *Glycymeris* fragment, on an intermediate fracture surface (tangential surface) even the holes traversed by channels are visible (Plate II, Figs. 3-4). The system of "channels" appears to play a part in the constitution of the complete shell.

Holes of similar quantity and uniform distribution have been found on the shell surface of *Meretrix* as well (Plate V, Fig. 4). The holes here are situated more densely than in *Glycymeris*, but, though the shell has the same crossed-

lamellar structure, no channel can be seen in it (Plate V, Fig. 3). The perforated shell surface and the "channel" system connecting the holes represent, at any rate, a specific phenomenon.

Another phenomenon observable, as in the case of *Pteria trigonata* (LAM.) (Plate IX, Fig. 1), is that the hexagonal crystallites extend up to the shell surface.

### The group of non-nacreous lustre

Of the *Glycymeris*, the author examined Eocene and living specimens (Plate II, Figs. 1–6). The shells of both living and Eocene forms show the same structure pattern. A crossed-lamellar structure can be seen both in radial and growth line sections (Fig. 2). On living specimens there is a more compact, ?homogeneous structure under the outer and inner shell surfaces. Both in Eocene and living specimens, "channels" running across the crossed-lamellar structure connect the outer and inner shell surface. At the exit points of the channels, holes can be observed on the inner and outer shell surfaces and in tangential sections. These holes on Eocene specimens are more distinct, being obscure on specimens of living forms, where they seem to be concealed by the periostracum still available in traces.

The representatives of *Arca* are characterized by a crossed-lamellar structure. In some species even columnar structure is observable. Both the radial and the growth line sections give the same crossed-lamellar structure pattern (Fig. 3). "Channels" do usually occur.

In *Arca vertesensis* SZÖTS (Plate III, Figs. 1–3) the tangential section pattern of the crossed-lamellar structure could be observed.

In *Arca marceauxiana* DESH. (Plate IV, Figs. 1–2) the columnar structure on the inner surface is observed to be very strong, while the elements of the crossed-lamellar structure intersect each other at blunt angle (about 120°).

*Arca rigaultiana* DESH. (Plate IV, Fig. 3) shows a crossed-lamellar structure bounded both at the top and at the base by a columnar structure. The elements of the crossed-lamellar structure intersect each other at an angle of 110° or so.

In the radial section of *Trinacria morensis* SZÖTS (Plate IV, Fig. 4) the "channels" and the holes corresponding to them on the shell surface can be readily seen. Here the crossed-lamellar shell structure is bounded on both the inner and outer shell surface by a more compact, granular structure. The elements of the crossed-lamellar structure cross each other at right angle.

Of the representatives of *Venus* only specimens of one Eocene species were examined (Plate VI, Fig. 4, and Plate VII, Figs. 1–2). Two different structures could be distinguished on the fracture surface of the shell. The inner shell surface is underlain by a thicker, homogeneous or microgranular structure. Above it, under the outer shell surface a filamentous structure constitutes even the material of the ribs. These two different kinds of shell structure pattern is observable in both the radial and the growth lines sections of the fragment (Fig. 4).

In the growth line section of the shell of a *Cardium* species two different crossed-lamellar structure layers could be distinguished (Fig. 5). In that part closer to the lower shell surface the elements of the structure cross each other in blunt angle (about 120°). Closer to the outer shell surface they form an approx-

imately right angle (Plate VI, Fig. 1). In the radial section the crossed lamellae show a characteristically different pattern (Plate VI, Figs. 2A, B). This is identical with the tangential section pattern observed at the representatives of *Arca* (Plate III, Fig. 2).

While examining *Meretrix nitidula* (LAM.), a typical representative of *Meretrix*, the author could distinguish two crossed-lamellar structures and a columnar one in-between in both the radial and growth line sections (Fig. 6). The crossed-lamellar structure underlying both the outer and the inner shell surfaces is of the same character, the laminae meeting at approximately right angle. The intermediate columnar structure varies in thickness and position. On the outer shell surface there are holes showing an even distribution, but no "channel" traversing the crossed-lamellar structure is observable.

### The group of nacreous lustre

Of the *Anomiae*, it is *Anomia gregaria* and *A. tenuistriata* that have been analyzed for shell structure.

*Anomia gregaria* BAYAN (Plate I, Fig. 4, Plate VII, Figs. 3—4) is composed of smooth tablets lying parallel to one another and to the shell surfaces. Only in the inner part of the shell is there a layer, of apparently columnar structure, normal to the shell surface (Fig. 7). This is probably not a genuine columnar structure, but represents the complex of nacre layer structure elements formed in different directions. In radial section this results in an inhomogenous structure consisting of larger grains.

*Anomia tenuistriata* DESH. has a structure composed of filamentous elements. Edges of irregular behaviour emerge from the surface of the "filamentous" nacre sheets.

In the growth line section of the shell of *Brachyodontes corrugatus* (BRONGN.) (Plate VIII, Fig. 2) the set of tablets parallel to the inner shell surface, a pattern characteristic of the nacreous foliated structure, can be readily seen. Above it, in the intervals between the ribs one can observe a rather thin columnar structure, while in the cross-section of the ribs the prisms correspond in height to the ribs (Fig. 8). When examined in a rib interval, the radial section shows a structure consisting of entirely identical nacre tablets.

The shell of the representatives of *Ostrea* yields with great difficulty to regular fracturing, either in radial or in growth line direction. This is probably due to the peculiar shell structure. The author believes that the problem could be solved only by special cutting, polishing and etching techniques. Having used the simple fracturing method, this time we have been able to examine only one, rather rough, surface.

In the case of *Ostrea plicata* SOL. we can see foliated-nacreous and homogeneous-granular structures of irregular distribution pattern, in a growth line section (Fig. 9. and Plate VIII, Fig. 4).

*Chlamys multicarinata* (LAM.) shows, again, a foliated-nacreous structure of irregular orientation (Fig. 10). The sheets are not smooth, unlike the case of *Anomia*, but they are striated, a phenomenon clearly indicating that the elements largely vary in orientation. Here we have probably to do with a nacre layer of complex structure. Problems due to fracturing may arise here too (Plate VIII, Fig. 3).

*Pteria trigonata* (LAM.) (Plate I, Fig. 3, Plate IX, Figs. 1—2) appears to have a shell of strong nacreous lustre on which two different structures are distinguishable. The outer shell surface shows a shapely, regular hexagonal prismatic structure, the part underlying the inner shell surface has a foliated-nacreous structure with crystallites parallel to the surface. The surface of the foliae, tablets, is not smooth, as hexagonal morphological features are observable on it. On the uppermost tablets the hexagonal prism areas are even more conspicuous. The prismatic structure does not always constitute a single layer, but there may be two or more successive rows of prisms.

The representatives of *Nucula* have been assigned to this group, owing to their stronger nacreous lustre.

In the shell section of *Nucula subovata* D'ORB. (Plate VIII, Figs. 5—6) two different structures can be singled out. The outer shell surface is underlain by a rather thin layer looking homogeneous. It is underlain, in turn, as observable in growth line section, by a foliated-nacreous structure of undulate emplacement pattern.

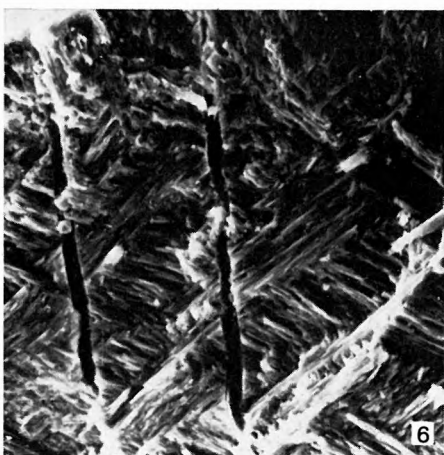
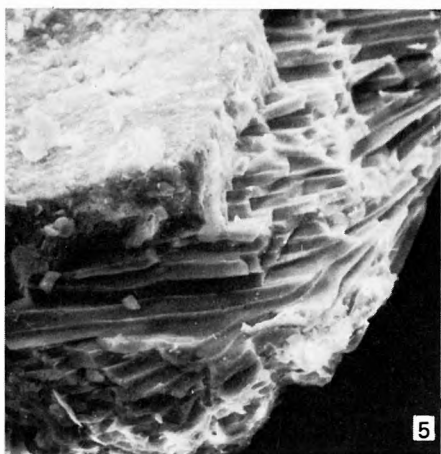
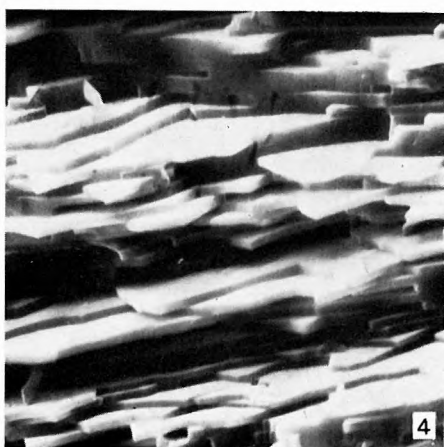
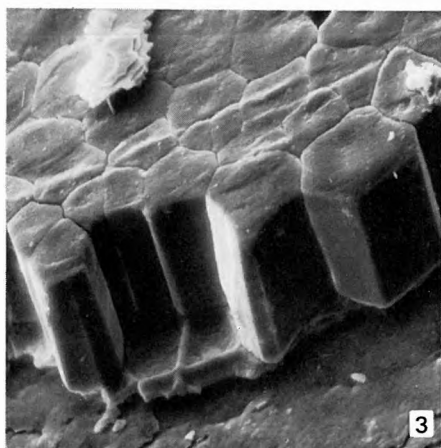
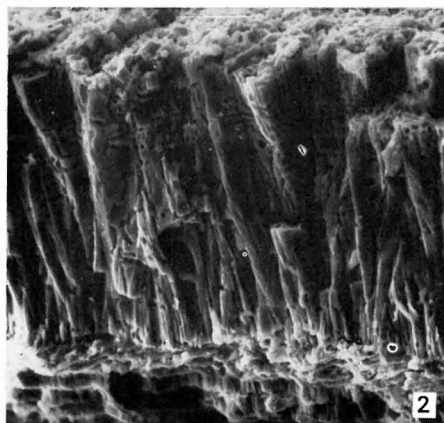
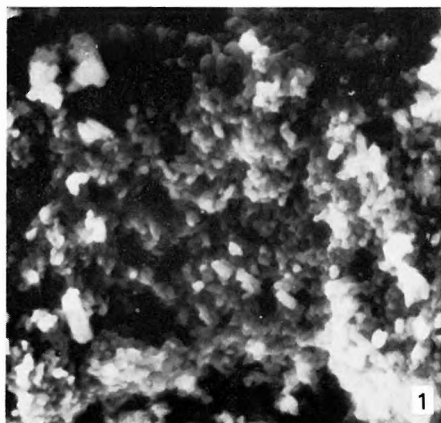
\* \* \*

The present writer has been the first in Hungary to attempt, during her above studies, to acquire a more profound knowledge of the shell structure of some of the taxa most frequent in the Eocene. The results so far arrived at are encouraging, as they show that, after further improvements, the method may be used in taxonomic work as well. To achieve this, however, requires further studies to be extended to additional taxa.



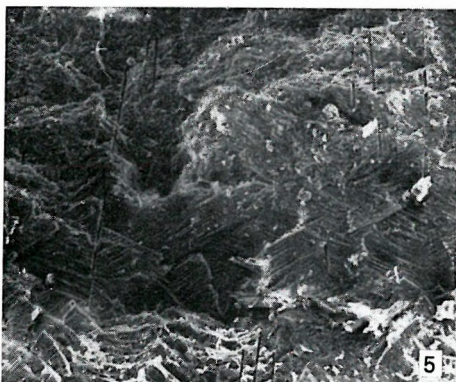
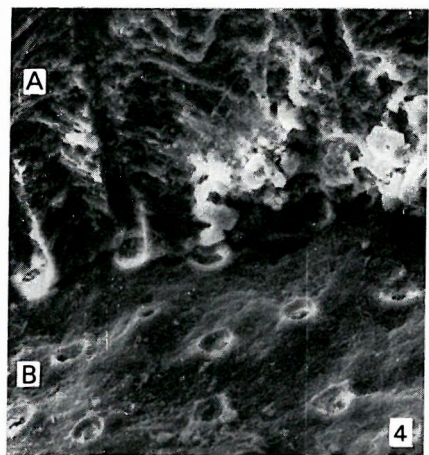
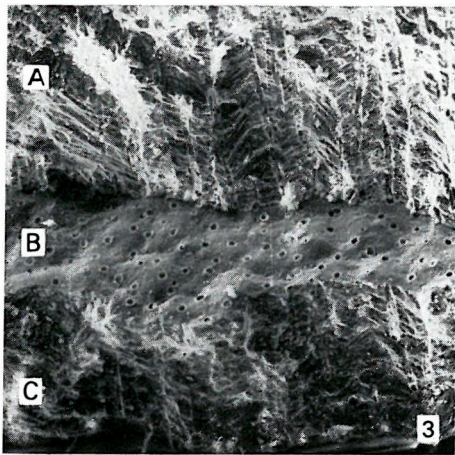
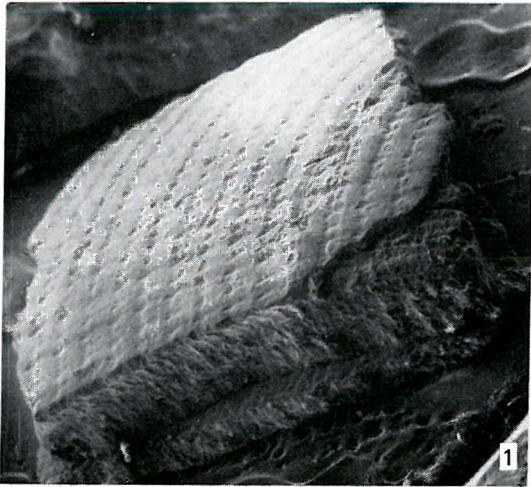
**I. tábla — Plate I**

1. Homogén-aprószemcsés struktúra. — Homogeneous-microgranular structure. 2000×  
*Venus* sp.
2. Oszlopos struktúra. — Columnar structure. 400×  
*Meretrix* sp.
3. Prizmás struktúra. — Prismatic structure. 400×  
*Pteria trigonata* (LAM.)
4. Leveles-gyöngyházás struktúra. — Foliated-nacreous structure. 1500×  
*Anomia gregaria* BAY.
5. „Fonalas” struktúra. — „Filamentous” structure. 400×  
*Anomia tenuistriata* DESH.
6. Keresztezett lemezes struktúra. — Crossed-lamellar structure. 430×  
*Arca obliquaria* DESH.



## II. tábla — Plate II

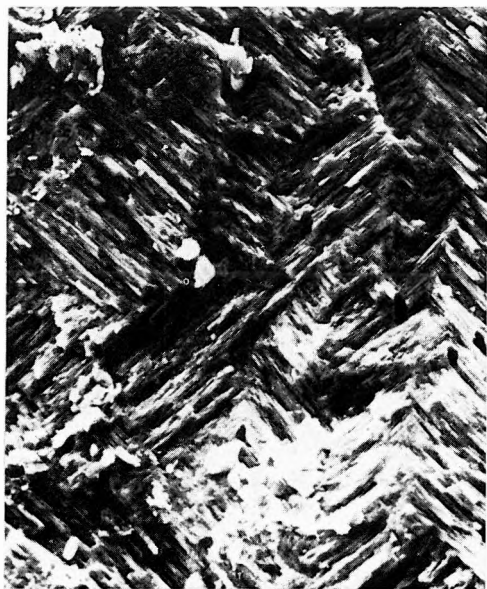
1. *Glycymeris* sp. (eocén, Nagyegyháza 7. sz. f.) 22×  
(totál felv.)
2. *Glycymeris* sp. ibid. 200×  
Radiális metszet, keresztezett lemezes struktúra. Lásd 3. A. — Radial section, crossed-lamellar structure. See 3. A.
3. *Glycymeris* sp. ibid. 130×  
Radiális (A, C) + tangenciális (B) metszet a felületén levő lyukakkal. Lásd 1. — Radial (A, C) + tangential (B) sections with holes. See 1.
4. *Glycymeris* sp. ibid. 600×  
Radiális (A) + tangenciális (B) metszet, a felületén levő lyukakkal. Lásd 3. — Radial (A) + tangential (B) sections with holes. See 3.
5. *Glycymeris* sp. (recens, Földközi-tenger — Mediterranean Sea) 100×  
Növekedési vonal menti metszet, keresztezett lemezes struktúra. — Growth line section, crossed-lamellar structure.
6. *Glycymeris* sp. (eocén, Nagyegyháza 7. sz. f.) 1000×  
Növekedési vonal menti metszet, keresztezett lemezes struktúra. Lásd 4. A. — Growth line section, crossed-lamellar structure. See 4. A.



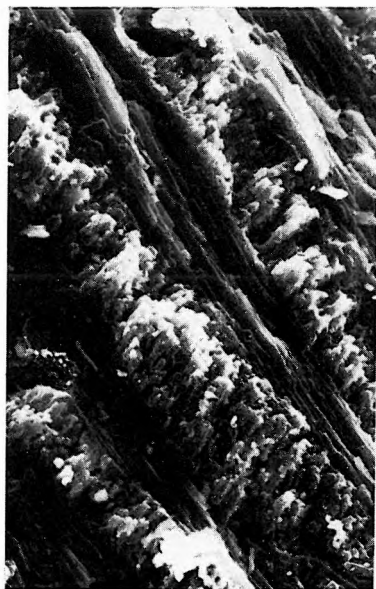
**III. tábla — Plate III**

1. *Arca vertesensis* Szőts (eocén. Mesterberek 113. sz. f.) 600×  
Radiális metszet, keresztezett lemezes struktúra. — Radial section, crossed-lamellar structure.
2. *Arca vertesensis* Szőts 2000×  
Tangenciális metszet, keresztezett lemezes struktúra. — Tangential section, crossed-lamellar structure.
3. *Arca vertesensis* Szőts 600×  
Tangenciális metszet, keresztezett lemezes struktúra. Lásd 2. — Tangential section, crossed-lamellar structure. See 2.

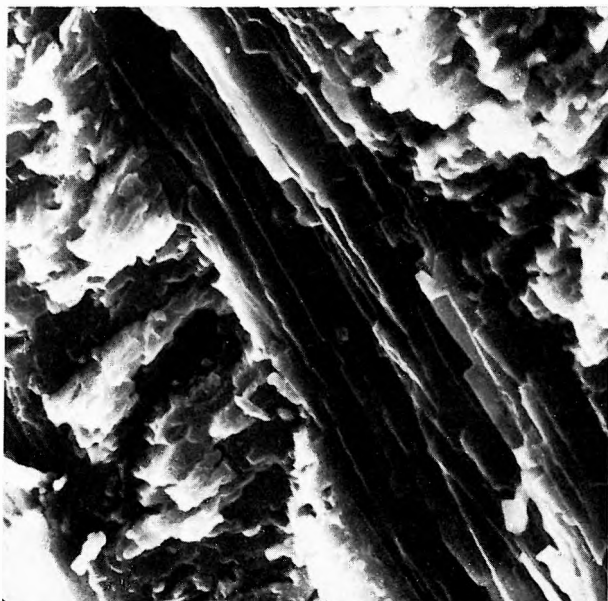




1



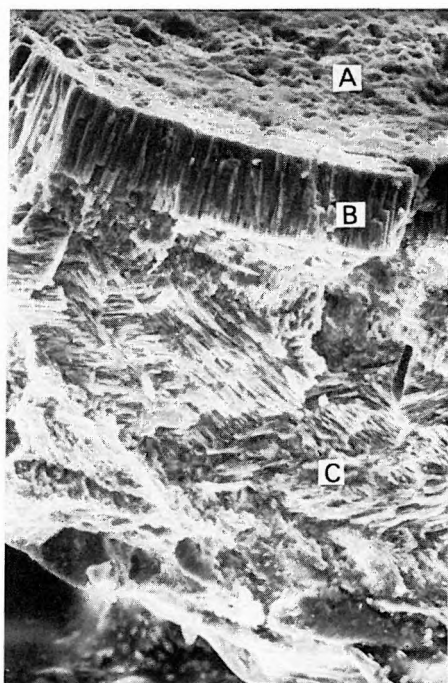
2



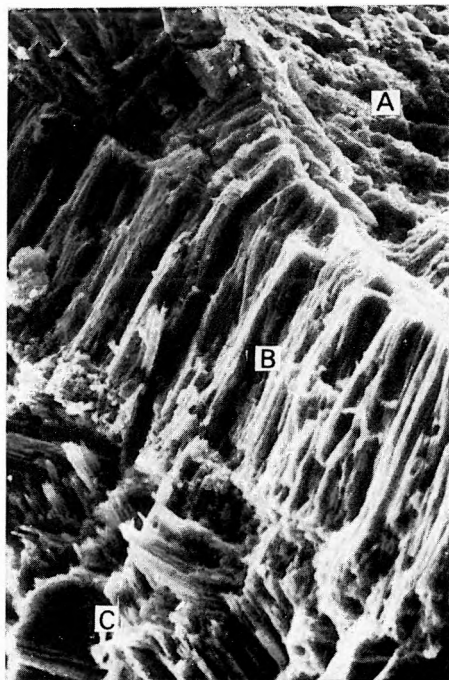
3

## IV. tábla — Plate IV

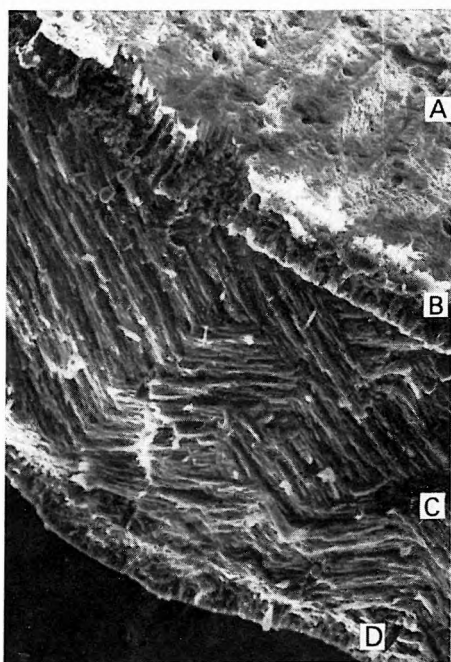
1. *Arca marceauxiana* DESH. (eocén, Mesterberek 113. sz. f.) 360 ×  
Növekedési vonal menti metszet, A = belső felszín, B = oszlopos struktúra, C = keresztezett lemezes struktúra. — Growth line section, A = inner surface, B = columnar structure, C = crossed-lamellar structure.
2. *Arca marceauxiana* DESH. 800 ×  
Növekedési vonal menti metszet. A = belső felszín, B = oszlopos struktúra, C = keresztezett lemezes struktúra. Lásd 1. — Growth line section, A = inner surface, B = columnar structure, C = crossed-lamellar structure. See 1.
3. *Arca rigaultiana* DESH. (eocén, Máty 55. sz. f.) 300 ×  
Növekedési vonal menti metszet, A = belső héjfelszín, B = oszlopos struktúra, C = keresztezett lemezes struktúra, D = oszlopos struktúra a héjfelszín alatt. — Growth line section, A = inner shell surface, B = columnar structure, C = crossed-lamellar structure, D = columnar structure underlying the shell surface.
4. *Trinacria morensis* SZŐTS (eocén, Máty 55. sz. sz. f.) 400 ×  
Radiális metszet, A = belső héjfelszín, B = „homogén” struktúra, C = keresztezett lemezes struktúra. — Radial section, A = inner shell surface, B = „homogeneous” structure, C = crossed-lamellar structure.



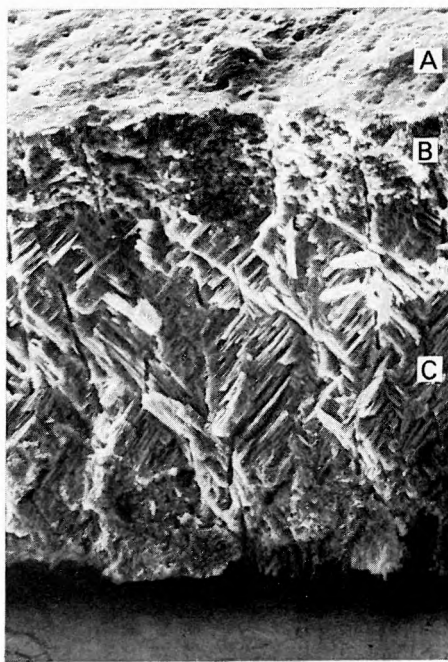
1



2



3

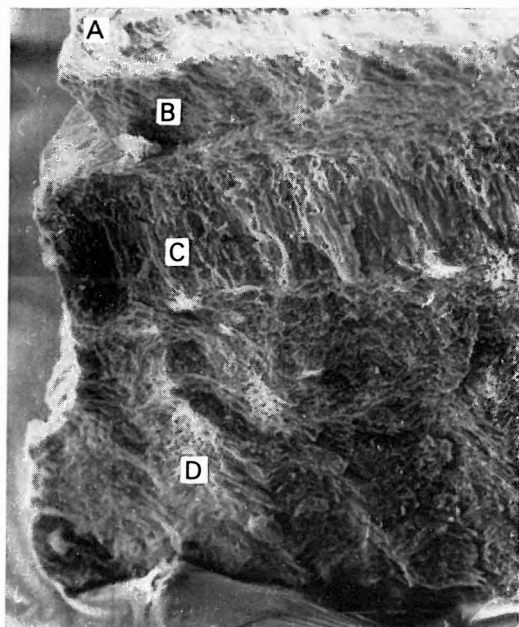


4

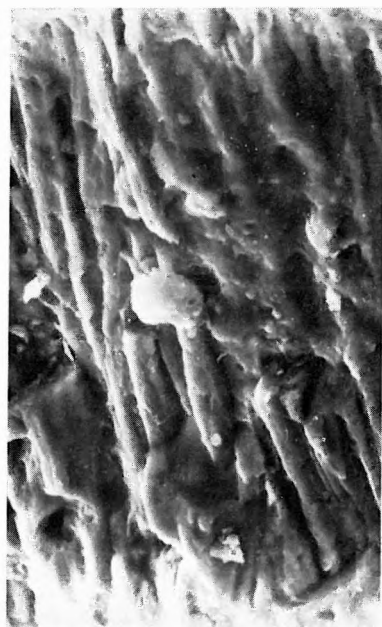


## V. tábla — Plate V

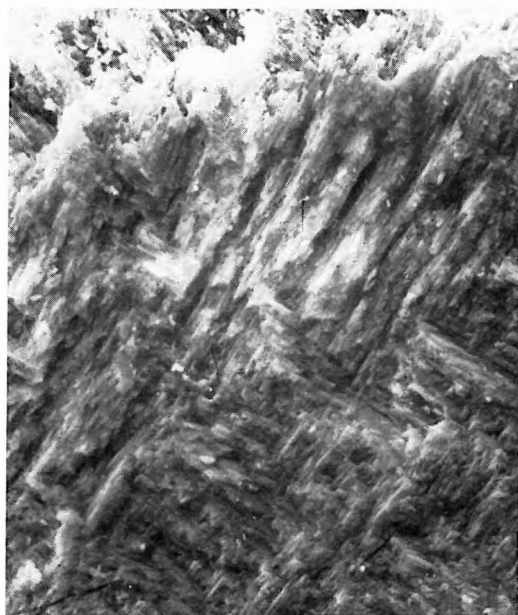
1. *Meretrix nitidula* (LAM.) (eocén, Mesterberek 118. sz. f.) 180×  
Radiális metszet totális képe, A = külső héjfelszín, B = felső keresztezett lemezes struktúra, C = oszlopos struktúra, D = alsó keresztezett lemezes struktúra. — Total image of radial section, A = outer shell surface, B = upper crossed-lamellar structure, C = columnar structure, D = lower crossed-lamellar structure.
2. *Meretrix nitidula* (LAM.) 1000×  
Radiális metszet, oszlopos struktúra. Lásd 1. C. — Radial section, columnar structure. See 1. C.
3. *Meretrix nitidula* (LAM.) 1000×  
Radiális metszet, keresztezett lemezes struktúra. Lásd 1. D. — Radial section, crossed-lamellar structure. See 1. D.
4. *Meretrix nitidula* (LAM.) 1000×  
Külső héjfelszín. — Outer shell surface.



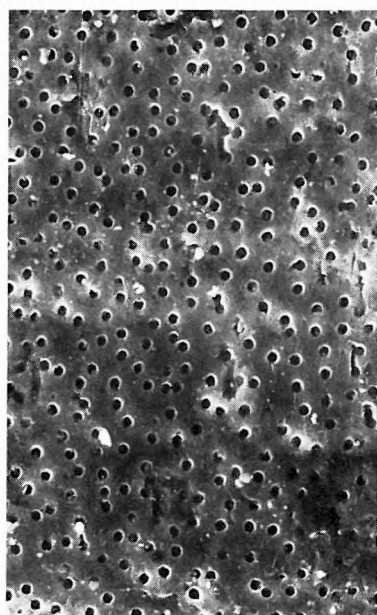
1



2



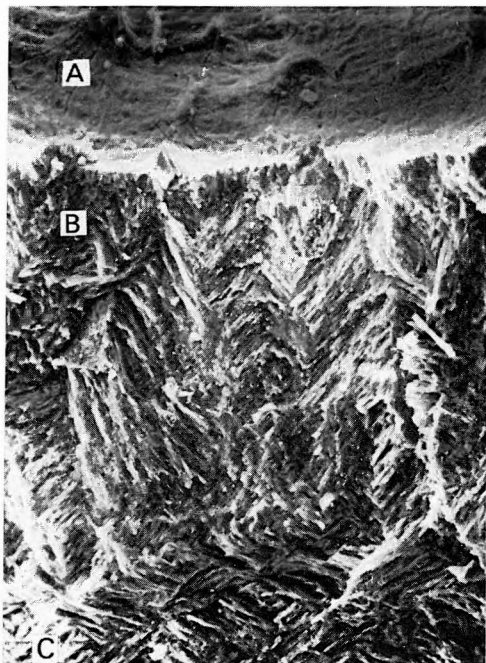
3



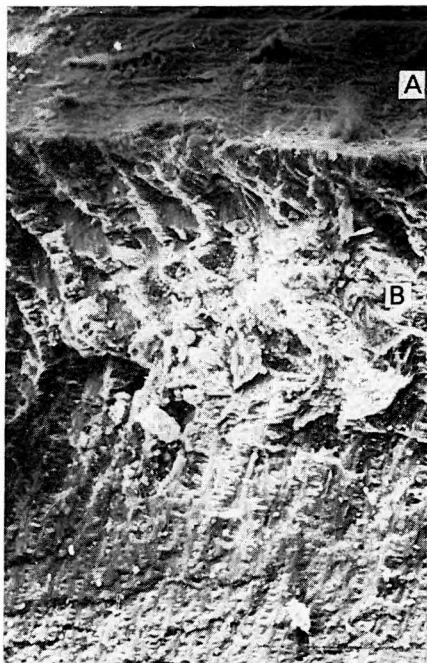
4

## VI. tábla — Plate VI

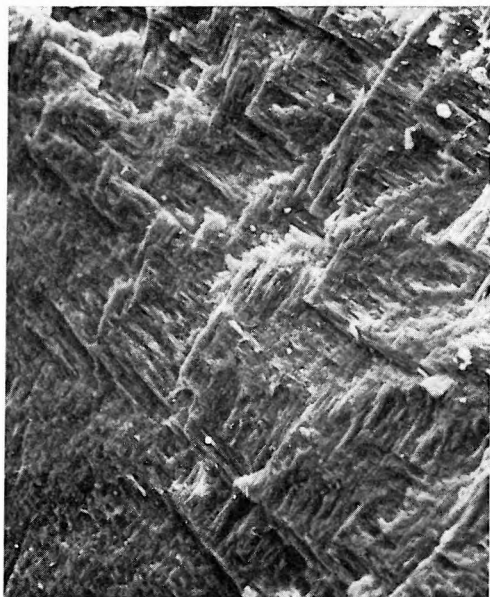
1. *Cardium* sp. (eocén, Máty 55. sz. f.) 300×  
Növekedési vonal menti metszet, A = külső héjfelszín, B = felső keresztezett lemezes struktúra. C = alsó keresztezett lemezes struktúra. — Growth line section, A = outer shell surface, B = upper crossed-lamellar structure, C = lower crossed-lamellar structure.
2. *Cardium* sp. ibid. 300×  
Radiális metszet tangenciális törési felülete, A = külső héjfelszín, B = tangenciális metszet. — Tangential fracture surface in radial section, A = outer shell surface, B = tangential section.
3. *Cardium* sp. ibid. 400×  
Növekedési vonal menti metszet, alsó keresztezett lemezes struktúra. Lásd I. C. — Growth line section, lower crossed-lamellar structure. See I. C.
4. *Venus* sp. (eocén, Csabdi 113. sz. f.) 150×  
Radiális metszet, A = külső héjfelszín, B = „fonalas” struktúra, C = homogén—aprószemcsés struktúra. — Radial section, A = outer shell surface, B = „filamentous” structure, C = homogeneous-microgranular structure.



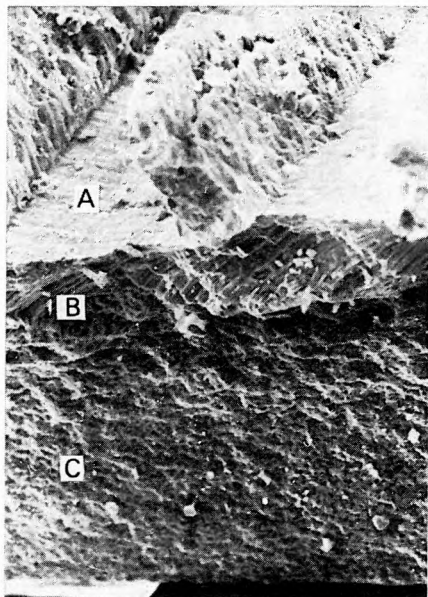
1



2



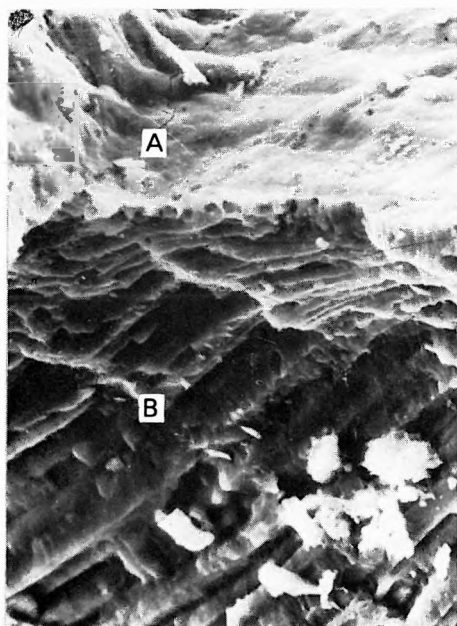
3



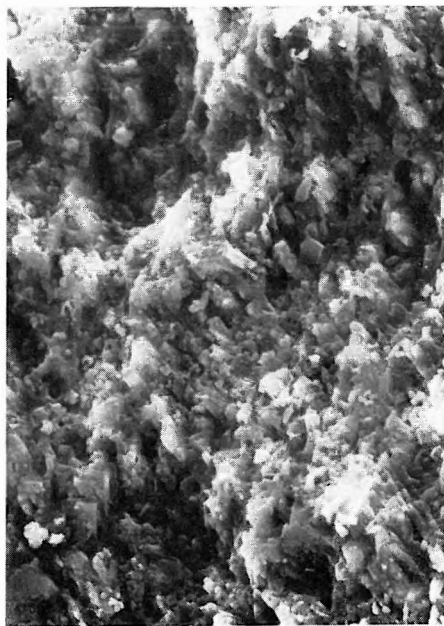
4

## VII. tábla — Plate VII

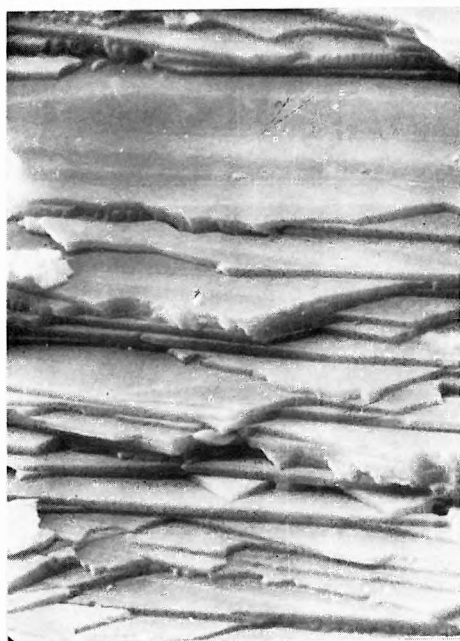
1. *Venus* sp. 1000×  
Radiális metszet, A = külső héjfelszín, B = „fonalas” struktúra. Lásd VI. tábla 4. B. — Radial section, A = outer shell surface, B = „filamentous” structure. See Plate VI. 4. B.
2. *Venus* sp. ibid. 2000×  
Radiális metszet, homogén-aprószemcsés struktúra. Lásd VI. tábla 4. C. — Radial section, homogeneous-microgranular structure. See Plate VI. 4. C.
3. *Anomia gregaria* BAYAN (eocén, Mesterberek 113. sz. f.) 3000×  
Növekedési vonal menti metszet, a külső felszín alatti leveles-gyöngyház struktúra. — Growth line section, foliated-nacreous structure underlying the outer shell surface.
4. *Anomia gregaria* BAYAN 1300×  
Növekedési vonal menti metszet, A = külső héjfelszín alatti leveles-gyöngyház struktúra, B = belső héjfelszín felőli „oszlopos”? struktúra. — Growth line section, A = foliated-nacreous structure underlying the outer shell surface, B = „columnar”? structure underlying the inner shell surface.



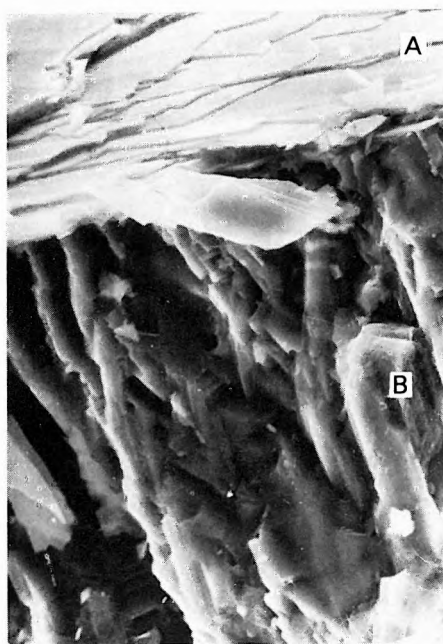
1



2



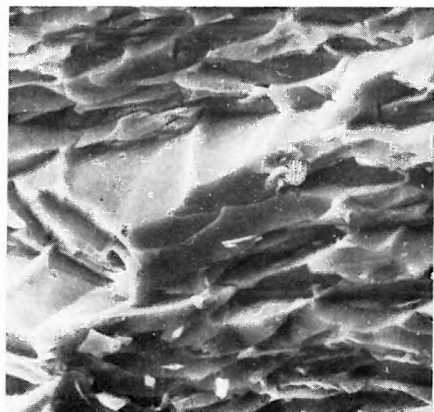
3



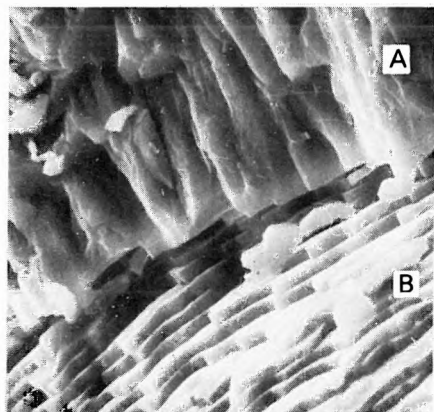
4

## VIII. tábla — Plate VIII

1. *Anomia tenuistriata* DESH. (eocén, Máty 55. sz. f.) 1000×  
Növekedési vonal menti metszet, „fonalas” vagy leveles-gyöngyházás struktúra. — Growth line section, „filamentous” or foliated-nacreous structure.
2. *Brachyodontes corrugatus* (BRONGN.) (eocén, Csabdi 115. sz. f.) 6000×  
Növekedési vonal menti metszet, A = oszlopos struktúra a külső héjfelszín alatt, B = leveles-gyöngyházás struktúra a belső héjfelszín felett. — Growth line section, A = columnar structure underlying the outer shell surface, B = foliated-nacreous structure overlying the inner shell surface.
3. *Chlamys multicarinata* (LAM.) (eocén, Mesterberek 113. sz. f.) 2000×  
Növekedési vonal menti metszet, „összetett leveles” struktúra. — Growth line section, „complex foliated” structure.
4. *Ostrea plicata* SOL. (eocén, Mesterberek 118. sz. f.) 1000×  
Növekedési vonal menti metszet, ?struktúra. — Growth line section, ?structure.
5. *Nucula subovata* D'ORB. (eocén, Máty 55. sz. f.) 1000×  
Növekedési vonal menti metszet, A = homogén struktúra a külső héjfelszín alatt, B = leveles-gyöngyházás struktúra. — Growth line section, A = homogeneous structure underlying the outer shell surface, B = foliated-nacreous structure.
6. *Nucula subovata* D'ORB. 3000×  
Növekedési vonal menti metszet, alsó leveles-gyöngyházás struktúra. Lásd 5. B. — Growth line section, lower foliated-nacreous structure. See 5. B.



1



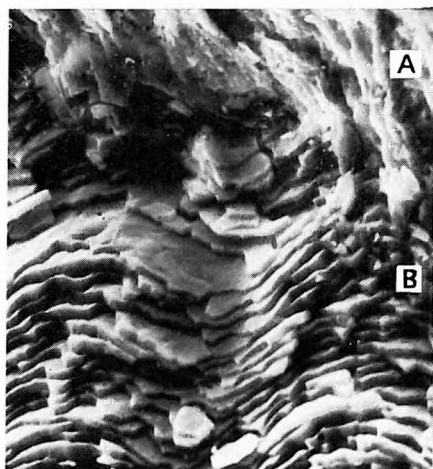
2



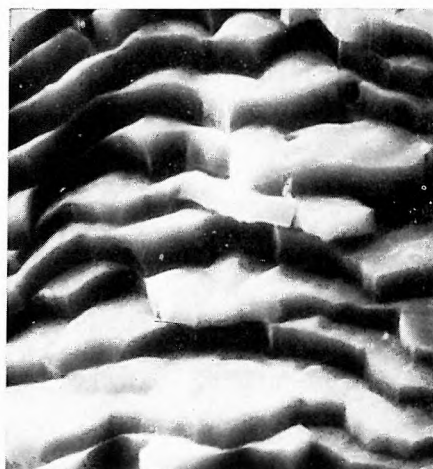
3



4



5

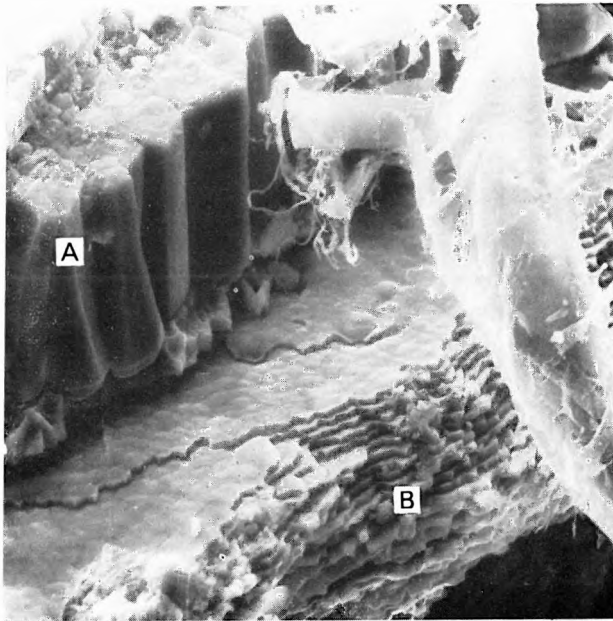


6

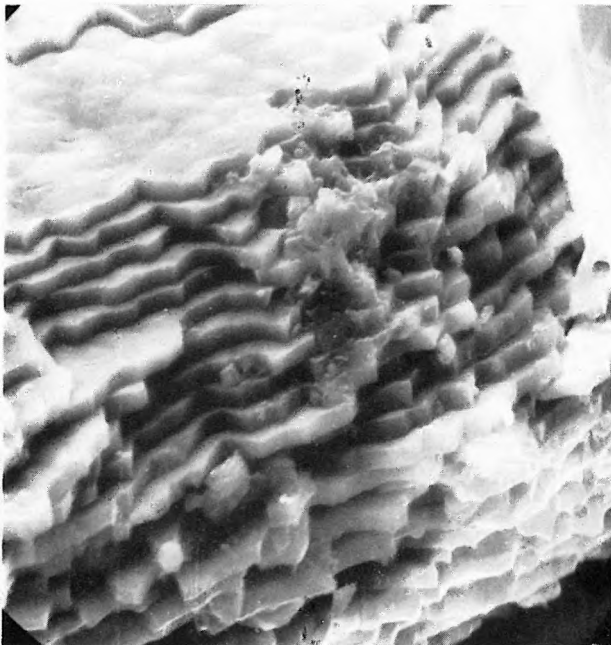


**IX. tábla — Plate IX**

1. *Pteria trigonata* (LAM.) (eocén, Mesterberek 118. sz. f.) 720×  
Radiális metszet, A = külső héjfelszín felőli prizmás struktúra, B = belső héjfelszín felőli leveles-gyöngyházás struktúra. — Radial section, A = prismatic structure underlying the outer shell surface, B = foliated-nacreous structure underlying the inner shell surface.
2. *Pteria trigonata* (LAM.) 2000×  
Radiális metszet, leveles-gyöngyházás struktúra. Lásd 1. B. — Radial section, foliated-nacreous structure. See 1. B.



1



2



## A DITRUPA CORNEA (L.) ÉS KONVERGENS FORMÁINAK SZELEKCIÓJA SCANNING ELEKTRONMIKROSKÓPPAL

BOHNNÉ HAVAS MARGIT

A szerző elektronscanning mikroszkóppal vizsgálta a különböző lelőhelyű és korú *Ditrupa cornea* (L.) maradványok héjszerkezeti felépítését. Bebizonyosodott, hogy rossz megtartás esetén csak az ultrastrukturális bélyegek megfigyelése ad lehetőséget a biztos meghatározásra s a konvergens formák (pl. Foraminifera, Vermes, Mollusca) elkülönítésére.

A hazai földtani — őslénytani irodalomban sok adatot találunk kis méretű, csőszerű maradványok határozási problémáival kapcsolatban.

A Mikófalva környéki miocén barnakőszén-kutatással kapcsolatos őslénytani vizsgálatok során több fúrásban (Balaton 27., 28., 29.; Mikófalva 3., 4.; Bélapátfalva 2. sz. f.) a szénfedő kárpáti homokos, agyagos rétegekben, meghatározott szintben, tömeges, összehalmozott, irányítatlan, töredékes, a réteggel párhuzamos, apró (1–3 mm), fehér, porló héjú, sima felületű, néha egyen-  
gén ívelt, néha egyenes, csőszerű maradványokat észleltünk. Méretük, formájuk alapján nem lehetett eldönteni rendszertani besorolásukat (Vermes, Scaphopoda, Foraminifera).

Az irodalomból több olyan adatot ismertünk, melyekben az ilyen jellegű problémákat héjszerkezeti vizsgálatokkal oldották meg.

Például MEZNERICS I. (1944) részletesen foglalkozik a *Ditrupa*- és *Dentalium*-félék elkülönítési lehetőségeivel. Ő volt aki először kimutatta, hogy a *Dentalium incurvum* REN. faj nem Mollusca, hanem féregmaradvány. Szerkezeti bélyegek megfigyelésével jutott el az elválasztás lehetőségének felismeréséhez. Vékonycsiszolatos héjszerkezeti vizsgálatai alapján megállapította, hogy a *Ditrupa*-héj (lakócső) keresztmetszete körkörös szerkezetű. Két részből — egy belső fehéres, vékony és egy külső szélesebb, sötétebb színű gyűrűből — áll. Ez utóbbi hosszanti csiszolatban 10–12°-os, sűrű, „diagonális stráfozottságot” mutat, sőt új fajt írt le az erdélyi Lapugyról *Ditrupa transsilvanica* névvel, mely nemcsak formájában, de szerkezeti felépítésében is eltér a *D. cornea*-tól. Megállapítása szerint a *Dentalium* és *Ditrupa* maradványok ez utóbbi, jellegzetes héjszerkezeti felépítése alapján egyértelműen elkülöníthetők.

W. J. SCHMIDT (1955) az osztrák terciér féregmaradványokat feldolgozó monográfiájában részletesen foglalkozott a lakócsővek szerkezeti felépítésével is. Ő is vékonycsiszolati anyagra alapozta feltevéseit s MEZNERICS I. *Ditrupa*-páokra vonatkozó adatán túl (melyet átvett) a *Vermetus*-(*Gastropoda*) és *Dentalium*-(*Scaphopoda*)-félék szerkezetét is vizsgálta, s a különböző struktúra-típusokat sematikusan ábrázolta (p. 122. T. 1.).

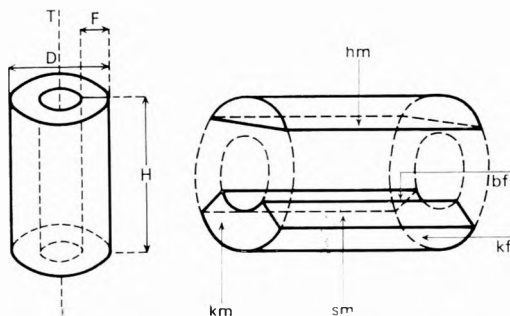
P. ČTYROKY (1959) burdigalái rétegekből ismert *Ditrupea cornea* (L.) maradványokat, melyeket csiszolatban is megvizsgált. Megállapította, hogy a külső, lemezes réteg lamellái 10–20°-os szöget zárnak be a tengellyel s ez a szög a „szájnnyílás” felé csökken.

A mikófalvi anyag rossz megtartási állapota nem tette lehetővé a fentiekben felsorolt, egyértelmű taxonómiai besorolást jelentő héjszerkezeti bélyegek megfigyelését.

Sok esetben a fehér, csőszerű maradványok nem kör, hanem „piskóta” keresztmetszetet mutattak s így felmerült a Foraminiferákhoz (Bathysiphon) való sorolás lehetősége is. Hiszen a borsodi eggenburgien, amussiumos slírben igen gyakoriak a hasonló formájú, szabadszemmel is jól látható, meghatározott szintekben jelentkező Bathysiphon felhalmozódások (Bathysiphon = *Protulites segmentata* JASKÓ: I. MAJZON L. 1956. p. 52.).

Tehát sem a külső forma sem a mikrostruktúra (fénymikroszkóppal vizsgálható szerkezeti felépítés) megismerése nem tette lehetővé az egyértelmű meghatározást. Problémánk megoldását csak az ultrastruktúra (elektronmikroszkóppal megfigyelhető szerkezeti felépítés) vizsgálatától várhattuk.

Különböző korú (eocén, oligocén, miocén) és lelőhelyű (Bakony, Acsa, Sámsonháza, Pécsszabolcs, Párizsi-medence), jó megtartású és biztosan meghatározható *Ditrupea*, *Dentalium* és *Bathysiphon* példányokat vizsgáltunk scanning elektronmikroszkóppal, majd összehasonlítottuk a mikófalvi anyaggal. Ennek eredményeként olyan ultrastrukturális bélyegeket figyelhetünk meg, melyek bármilyen rossz megtartás (apró töredék) esetén is egyértelmű alapját adják az elkülönítésnek.



1. ábra. A SEM vizsgálati preparátumok leírásánál használt fogalmak

*T* = tengely, *F* = falvastagság, *D* = átmérő, *H* = hosszúság, *km* = keresztmetszet, *sm* = sugár irányú hosszmetset, *hm* = húr menti hosszmetset, *bf* = belső felület, *kf* = külső felület

Fig. 1. Notions used in descriptions of slides analyzed by SEM techniques

*T* = axis, *F* = wall thickness, *D* = diameter, *H* = length, *km* = cross-section, *sm* = radial longitudinal section, *hm* = chordal longitudinal section, *bf* = inner surface, *kf* = outer surface

gáltunk (1. ábra). Kísérleteztünk vágott és csiszolt felületek vizsgálatával is, de a vágógép ill. a csiszolópor karmolásai maradandó, a szerkezeti képet befolyásoló elváltozásokat okoztak.

A vizsgálatokat a Földtani Intézet Óslénytani Osztályán levő JSM-35 típusú scanning elektronmikroszkóppal végeztük. A felvételek általában több nagyításban készültek, a nagyított felületrész pontos rögzítésével. Az anyag előkészítését (szenezés + aranyozás) TAKÁCS B.-NÉ végezte és ő készítette

### Megfigyelések a vizsgált fajok ultrastruktúrájára vonatkozóan

Scanning elektronmikroszkópos (SEM) vizsgálataink során minden példányt több darabra törtünk s a tengelyre merőleges (keresztmetszet) és a tengellyel párhuzamos (sugár irányú hosszmetset) törési felületeket vizs-

a felvételeket is. (Az aranyozás 3 cm hosszú, 0,2 mm átmérőjű aranyhuzal felhasználásával, 9 cm távolságból, forgatva és döntve készült.)

A *Ditrupa cornea* (L.) ultrastrukturális felépítésével részletesebben, a Bathysiphon- ill. Dentalium-félék héjszerkezetének vizsgálatával csak érintőlegesen foglalkoztunk.

Classis: Rhisopoda  
Ordo: Foraminifera

*Bathysiphon* sp.

I. tábla 1–4, II. tábla 1–4

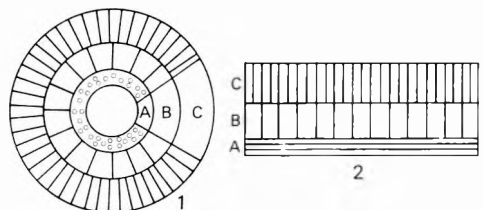
Jellegzetes agglutinált vázú Foraminifera, tömött szemcsés szerkezete már 1000×-es nagyításnál jól látszik. A 4000×-es felvétel azt is megmutatja, hogy ez a példány Coccolith-vázakat épít be a házába, melyek 8000×-es nagyításnál már fajra is határozhatók.

Classis: Polychaeta  
Familia: Serpulidae  
Subfamilia: Serpulinae  
Genus: *Ditrupa* BERKELEY

*Ditrupa cornea* (L.)

VI. tábla 1, 2; VII. tábla 1, 2; VIII. tábla 1–3; IX. tábla 1, 2; X. tábla 1–4;  
XI. tábla 1–4

A faj mikrostrukturális felépítését MEZNERICS I. (1944) ismertette először. Az általa fénymikroszkóppal elkülönített, keresztmetszetben észlelhető, kettős gyűrűs szerkezet, valamint a külső rész lemezes struktúrája a „SEM” segítségével is kimutatható volt, de a „lamellák” — szemben a korábbi 10–12°-os (MEZNERICS I. 1944) ill. 10–20°-os (P. CTYROKY 1959) értékekkel — a tengelyre merőleges irányitottságot mutattak. Megfigyeléseink szerint a struktúra koncentrikus és radiális elemekből tevődik össze. Három réteget lehet elkülöníteni (2. ábra). A legbelső (A) és a középső (ún. nagykristályos, B) között éles a határ, jó megtartás esetén ez fénymikroszkóppal is észlelhető. A legkülső (ún. tűkristályos, C) réteg csak a „SEM” segítségével különíthető el. Valószínű, hogy a kristályok irányitottságának következménye a külső réteg fénymikroszkópon is észlelhető „lemezsége”. A kristályok méretbeni és formai eltérései valószínűleg a kristályosodási sebesség változásának következménye. (Későbbi vizsgálataink



2. ábra. *Ditrupa cornea* (L.) szerkezete

1. Keresztmetszet, 2. sugár irányú hosszszelvény. A = legbelső réteg, B = nagykristályos réteg, C = tűkristályos réteg

Fig. 2. Structure of *Ditrupa cornea* (L.)

1. Cross-section, 2. radial longitudinal section. A = Inner layer, B = macrocrystalline layer, C = needle-crystal layer

során részletesen foglalkozni szeretnénk az ásványi összetétel és a struktúra összefüggésével.)

A legbelső réteg (A) alkotó elemei tömötten helyezkednek el (valószínűleg a tengellyel közel párhuzamosan), míg a középső (B) és külső (C) réteg sugár irányú, a tengelyre merőleges (nem ferde!) „lemezekből” áll. Ezt bizonyítják nemcsak a keresztmetszeti, hanem a sugár irányú hosszmetzeti felvételek is (pl. XI. tábla 1, 2). Vizsgálataink során, amikor a korábbiaktól eltérő szerkezeti felépítést észleltük, a „SEM”-mel végignézett anyagokból vékonycsiszolatokat készítettünk, s ekkor figyeltük meg, hogy attól függően, milyen szögben metsztük a cső alakú házat, úgy tűnt, mintha változna a tengely és a külső réteg „lemezei” által bezárt szög.

Eddigi vizsgálataink szerint úgy tűnik, hogy a különböző korból és lelőhelyről származó *Ditrupe cornea* példányok azonos ultrastrukturális felépítést mutatnak. További kutatásaink során kísérreljük majd meg eldönteni, más *Ditrupe* és egyéb féregmaradványok „SEM” vizsgálatával, hogy az ultrastrukturális felépítés milyen mélységű (talán specifikus?) rendszertani jelentőséggel bír.

Classis: Scaphopoda

*Dentalium eburneum* (LAM.)

III. tábla 1–3; IV. tábla 2–4

*Dentalium vitreum* SCHRÖT.

III. tábla 4; IV. tábla 1

A *Dentalium*-félék jellegzetes struktúráját már többen vizsgálták (O. B. BÖGGILD 1930, p. 297; I. PHILIPPON 1974, p. 40.) s megállapították, mint felvételeink is bizonyítják, hogy kereszttezett lemezes szerkezetet mutatnak. A kristályok „parkettához” hasonló irányítotttsága már 600×-os nagyításnál jól észlelhető. S ennek alapján, bármilyen kis töredék esetében is, egyértelműen elválasztható a koncentrikus és radiális szerkezeti felépítésű *Ditrupe cornea*-tól.

Összehasonlítás kedvéért, valamint az ultrastrukturális bélyegek taxonómiai besorolást eldöntő, első hazai gyakorlati alkalmazására példaként közöljük az V. táblán látható *Vermetus serpuloides* DESH. faj felvételeit, melyeket KECSKEMÉTI T.-NÉ bocsátott rendelkezésemre. Csak a „SEM” vizsgálatok segítségével — ismerve a férgek és Molluscák közötti héjszerkezeti differenciákat — tudta eldönteni, hogy a Héreg 18. sz. fúrás eocén agyagmárgás rétegeiben (294,7 m) talált maradványok a Molluscákhoz tartoznak.

## IRODALOM

- BÁLDI T. — RADÓCZ Gy. 1965: Egri jellegű felsőoligocén molluszkás agyag és alsómiocén medencefácies Borsodban. — Földt. Közl. 95. 3. pp. 306–312.
- B. HAVAS M. 1977: A mikófalvi fúrások miocén makrofaunájának biosztratigráfiai és paleoökológiai kiértékelése. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- B. HAVAS M. — KECSKEMÉTI T.-NÉ — KÖRÖPÁS L.-NÉ — KRÖLOPP E. 1978: Makrofossziliák scanning elektronmikroszkóppal történő vizsgálatának eredményei. — Földt. Int. Adattár, kézirat.

- BOGGILD O. B. 1930: The shell structure of the mollusks. — pp. 231–225, København.
- ČTYROKY P. 1959: Vyskyt *Ditrupa cornea* v Československém Spodním miocénu. — *Ca-sopsis pro Mineral. a Geol.* 3. Roc. 4. pp. 283–287. Praha.
- CSEPREGHYÉ MEZNERICS I. 1954: A Keletcserháti helvétii és tortonai fauna. — *Földt. Int. Évk.* 41. 4.
- DENIS A. 1972: Essai sur la microstructure du test de Lamellibranches. — *Travaux du Labor. de Paleont.* pp. 1–89. Orsay.
- JASKÓ S. 1940: A Rima és Tarna közének oligocén rétegei és kövületei. — *Földt. Közl.* 70. pp. 294–316.
- MAJZON L. 1956: Kőolajfúrásaink újabb rétegtani eredményei. — *Földt. Közl.* 86. pp. 44–58.
- MEZNERICS I. 1944: *Ditrupa-Reste* aus Ungarn. — *Ann. Hist. Nat. Mus. Nat. Hung. Min. Geol. Pal.* 37. pp. 40–47.
- PHILIPPON J. 1974: Structure et composition minéralogique de la coquille de Gastropodes actuels et fossiles. — *Notes et Contributions* 7. pp. 1–84. Orsay.
- RADÓCZ GY. 1973: A borsodi paleogén és alsómiocén rétegtani kérdései. — *Földt. Közl.* 102. 2. pp. 190–195.
- SACCO F. 1891–1897: *I Molluschi dei terreni terziari del Piemonte e della Liguria.* — 22. pp. 91–130. Torino.
- SCHMIDT W. J. 1951: Die Unterscheidung der Röhren von Scaphopoda Vermetidae und Serpulidae mittels mikroskopischer Methoden. — *Mikroskopie*, 6. pp. 373–381. Wien.
- SCHMIDT W. J. 1955: Die tertiären Würmer Österreichs. — *Öster. Akad. Wiss. Mat. Naturw. Kl. Denkschr.* 109. 7. pp. 1–121. Wien.
- WISE S. W.—HAY W. W. 1968: Scanning electron microscopy of molluscan shell ultra-structures II. — *Trans. Amer. Mikrosoc. Soc.* 87. 4. pp. 419–430.

## SELECTION OF DITRUPA CORNEA (L.) AND FORMS CONVERGENT WITH IT BY SCANNING ELECTRON MICROSCOPE

by

M. BOHN-HAVAS

In the introductory the author briefly reviews the literature devoted to the shell structure of *Ditrupa cornea* (L.). Thereafter she discusses in detail the results of her studying by scanning electron microscope techniques of the "tubelike" remains (?Foraminifera, Serpula, Scaphopoda) recovered by drilling at Mikófalva from the sediments of Carpathian age and describes her observations of their ultrastructure.

For the SEM analyses every sample was crushed into several pieces and the fracture surfaces normal (cross-section) and parallel (radial longitudinal section) to the axis were examined (Fig. 1). Experiments with studying cut and polished surfaces were also made, but scratches due to the cutter and the abrasive were found to provoke lasting deformations distorting the structure pattern.

The analyses were performed by using the scanning electron microscope JSM-35 at the Palaeontological Section of the Hungarian Geological Institute. The photographs were prepared, as a rule, in multiple enlargement to diffe-



rent sizes, so that selected parts of a photograph were magnified to obtain an image of high accuracy. The preparation of the material (gold plus carbon evaporation) was done by MRS. TAKÁCS. She made the photos, too. (Gold evaporation was performed by using a gold wire 3 cm long, 0.2 mm in diameter, a process during which the sample was held, rotated and tilted at a distance of 9 cm from the source of evaporation.)

The ultrastructure of *Ditrupa cornea* (L.) was examined in particular detail, while the shell structure of the representatives of *Bathysiphon* and *Dentalium* was merely touched.

Classis: Rhisopoda

Ordo: Foraminifera

*Bathysiphon* sp.

Plate I, Figs. 1-4, Plate II, Figs. 1-4

Typical arenaceous Foraminifera. Its compact granular structure is quite distinct at a magnification as low as 1000 $\times$ . A photo magnified 4000 $\times$  does even show that the specimen incorporates coccolith tests into its shell, the coccoliths being identifiable specifically when magnified 8000 $\times$ .

Classis: Polychaeta

Familia: Serpulidae

Subfamilia: Serpulinae

Genus: *Ditrupa* BERKELEY

*Ditrupa cornea* (L.)

Plate VI, Figs. 1, 2; Plate VII, Figs. 1, 2; Plate VIII, Figs. 1-3; Plate IX, Figs. 1, 2; Plate X, Figs. 1-4; Plate XI, Figs. 1-4

The microstructure of the species was first described and illustrated by I. MEZNERICS (1944). The double ring structure, observable in cross-section on her photo made with optical microscope as well as the lamellar structure of the outer part could be identified by the aid of SEM as well, but the "lamellae", showed, instead of the earlier 10 to 12 $^{\circ}$  (I. MEZNERICS 1944) and 10 to 20 $^{\circ}$  (P. CTYROKY 1959) values, an orientation perpendicular to the axis. According to our observations, the structure is composed of concentric and radial elements. Three layers can be distinguished (Fig. 2). The boundary between the inner (A) and the middle (so-called macrocrystalline, B) layer is sharp, observable, in case of good preservation, even with optical microscope. The outer (so-called needle-crystal layer, C) is distinguishable only by SEM techniques. The "lamellar" structure observable even under optical microscope appears to be a consequence of crystal orientation. The differences in size and shape between the crystals are due to changes in the rate of crystallization. (In her future studies, the author is going to scrutinize the relationship between mineralogical composition and structure.)

The constituents of the inner layer (A) are densely packed (probably subparallel to the axis), while the middle (B) and the outer (C) layers consist of radial "Lamellae" perpendicular (not oblique!) to the axis. This is proved

not only by the cross-section photos, but by the photos of radially oriented longitudinal sections as well (e. g. Plate XI, Figs. 1, 2). Whenever a structure pattern different from the earlier results was observed, thin sections were prepared from samples examined by SEM techniques. It was while examining these thin sections with the SEM, that the author observed that the angle between the axis and the "lamellae" of the outer layer appeared to vary in dependence on the angle at which the tubular shell was intersected.

According to the analyses she has carried out so far, the specimens of *Ditrupa cornea* deriving from rocks of different age and from different localities appear to show the same ultrastructure pattern. It remains for further investigations to attempt, by examining other *Ditrupa* and other worm remains with SEM techniques, to assess the taxonomic depth (perhaps specific?) of the systematic significance of the ultrastructure.

Classis: Scaphopoda

*Dentalium eburneum* (LAM.)

Plate III, Figs. 1–3; Plate IV, Figs. 2–4

*Dentalium vitreum* SCHRÖT.

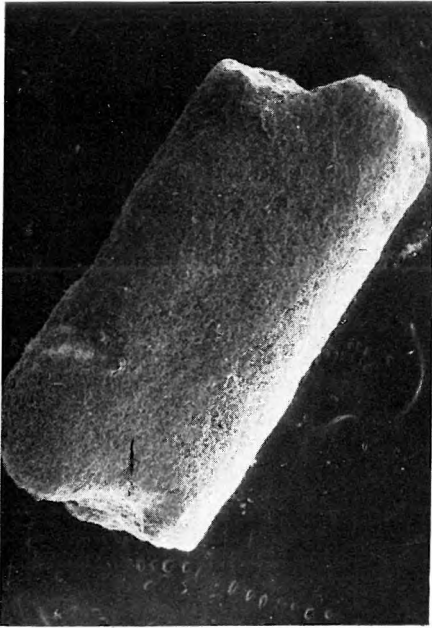
Plate III, Figs. 4; Plate IV, Figs. 1

The peculiar structure of the representatives of *Dentalium* was examined already by several scientists (O. B. BOGGILD, 1930, p. 297; I. PHILIPPOX, 1974, p. 40), who found, as evidenced by our photos, these forms to show a crossed-lamellar structure. The crystals show a "parquet-like" arrangement that can be observed quite distinctly already at a magnification of 600×. And this feature enables, no matter how small fraction is being dealt with, an unambiguous separation from *Ditrupa cornea* showing a concentric and radial structure pattern.

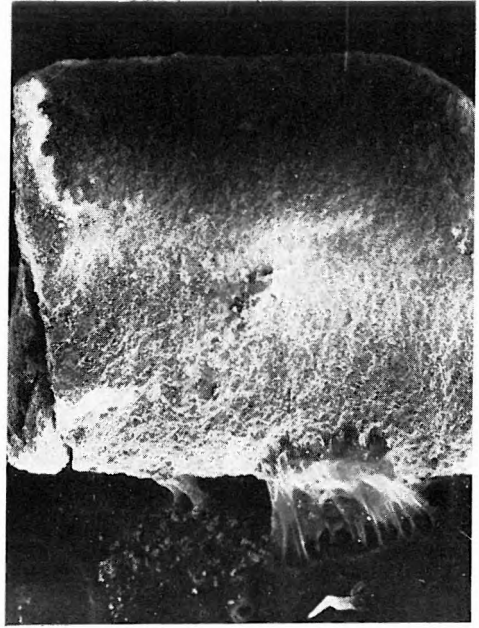
For sake of comparison and also as an example of the first use in the Hungarian practice of ultrastructural features as diagnostic in taxonomic assignment, the author has presented on Plate V here the photos of the species *Vermetus serpuloides* DESH. which A. KECSKEMÉTI-KÖRMENDY was so kind to give her. Aware of the difference in shell structure between worms and molluscs, it was only by using SEM techniques that A. KECSKEMÉTI-KÖRMENDY could decide that the remains recovered from the Eocene clay-marls intersected by the borehole Héreg 18 (294.7 m) belong to molluscs.

**I. tábla — Plate I**

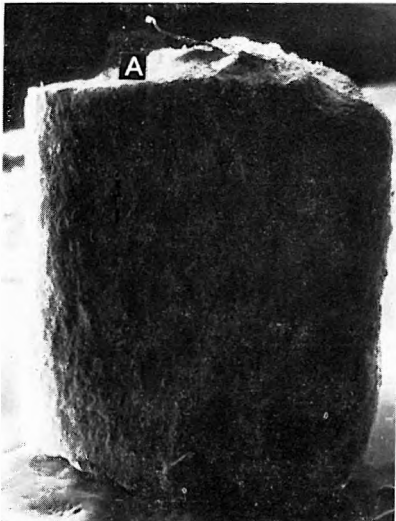
1. *Bathysiphon* sp. (oligocén, Budapest környéke — vicinity of Budapest) 22 ×
2. *Bathysiphon* sp. (miocén, Acsa) 40 ×
3. *Bathysiphon* sp. (oligocén, Budapest környéke — vicinity of Budapest) 26 ×
4. *Bathysiphon* sp. (oligocén, Budapest környéke — vicinity of Budapest) 240 ×  
(a 4. felvétel az „A” pontban készült felülnézet — Fig. 4 is one made in top-view at point „A”)



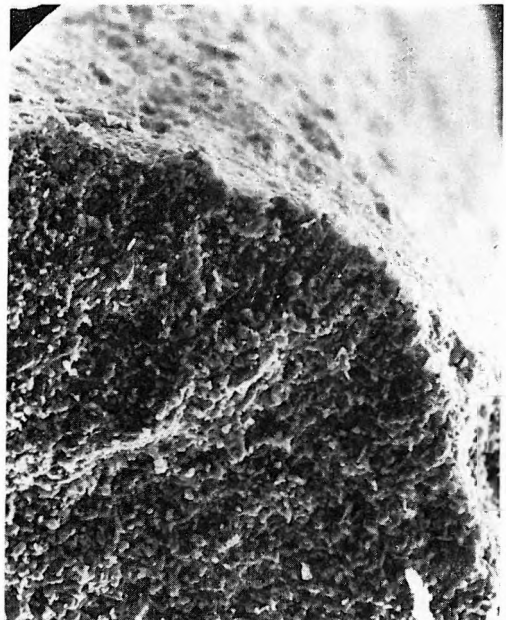
1



2



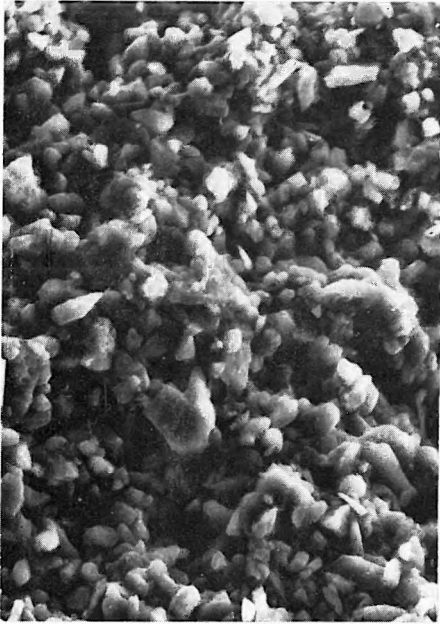
3



4

**II. tábla — Plate II**

1. *Bathysiphon* sp. (oligocén, Budapest környéke — vicinity of Budapest)  
1000×  
(az I. tábla 4. felvételének nagyítása — enlarged detail from Plate I,  
Fig. 4)
- 2–3. *Coccolithus pelagicus* (WALL.) 4800×  
(beépülve az oligocén *Bathysiphon* házába — incorporated in the shell  
of an Oligocene *Bathysiphon*)
4. *Coccolithus pelagicus* (WALL.) 8600×  
(a 2. felvétel nagyított képe — enlarged detail from Fig. 2)



1



2



3



4

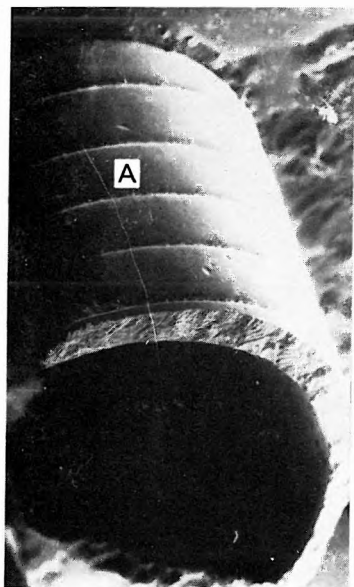
**III. tábla — Plate III**

*Dentalium eburneum* (LAM.) (eocén, Franciaország — France)

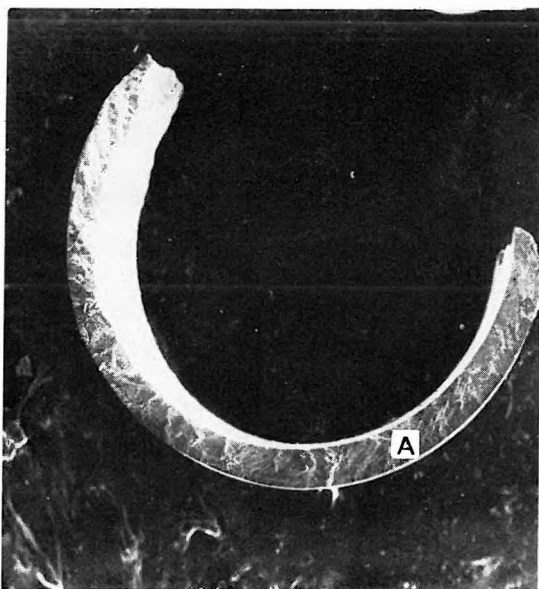
1. totál — total image 22×
2. felülnézet — top-view 22×
3. héjfelület — shell surface 180×  
(az 1. felvétel „A” pontjából készült nagyítás — enlargement of a detail from point „A” of Fig. 1)

*Dentalium vitreum* SCHRÖT. (miocén. Mecsek)

4. totál — total image 30×



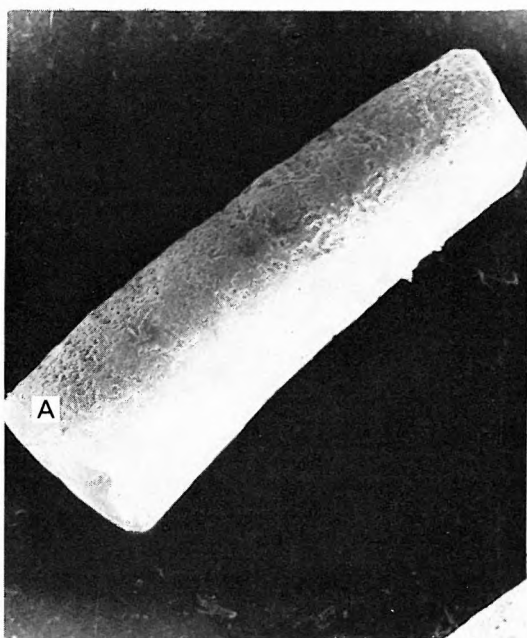
1



2



3



4



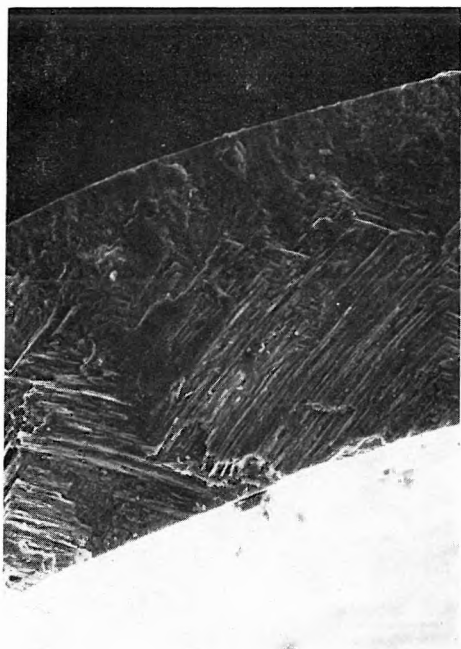
## IV. tábla — Plate IV

*Dentalium vitreum* SCHRÖT. (miocén, Mecsek)

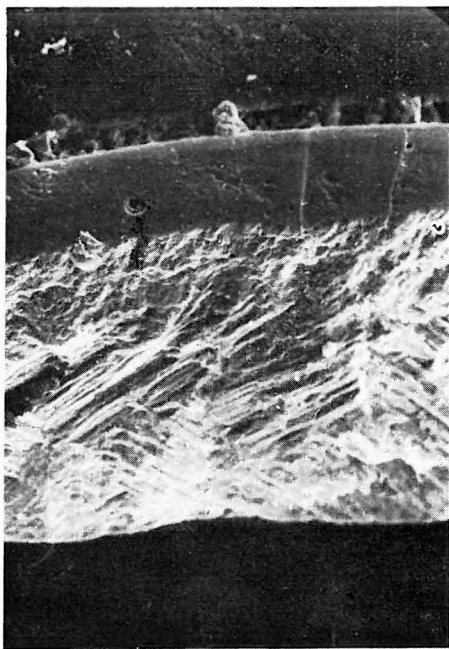
1. keresztmetszet — cross-section  $200\times$   
(a III. tábla 4. felvételének „A” pontján készült nagyítás — enlargement of a detail from point „A” of the Plate III, Fig. 4)

*Dentalium eburneum* (LAM.) (eocén, Franciaország — France)

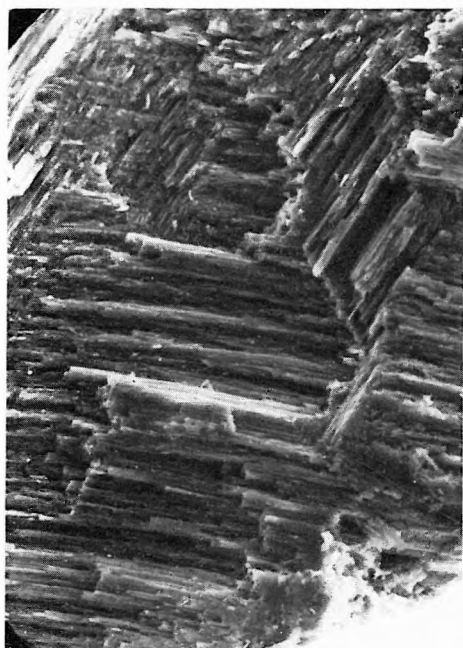
2. keresztmetszet — cross-section  $220\times$   
(a III. tábla 2. felvételének „A” pontján készült nagyítás — enlargement of a detail from point „A” of the Plate III, Fig. 2)
3. keresztmetszet — cross-section  $600\times$   
(a 2. felvétel nagyítása, keresztezett lemezes szerkezet — enlargement of Fig. 2, a crossed-lamellar structure)
4. keresztmetszet — cross-section  $1000\times$   
(a 2. felvétel nagyítása, keresztezett lemezes szerkezet — enlargement of Fig. 2, a crossed-lamellar structure)



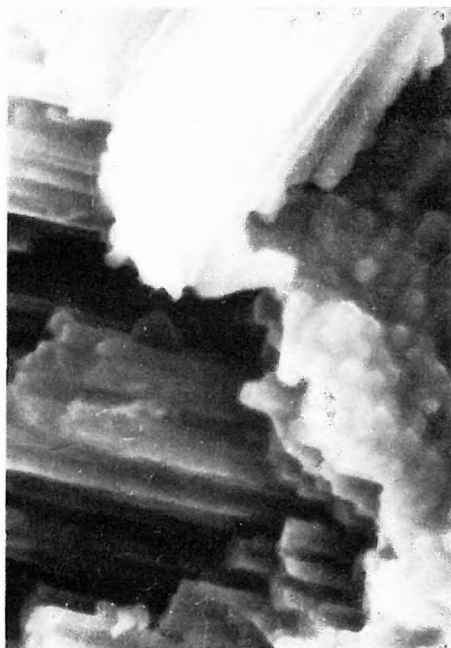
1



2



3

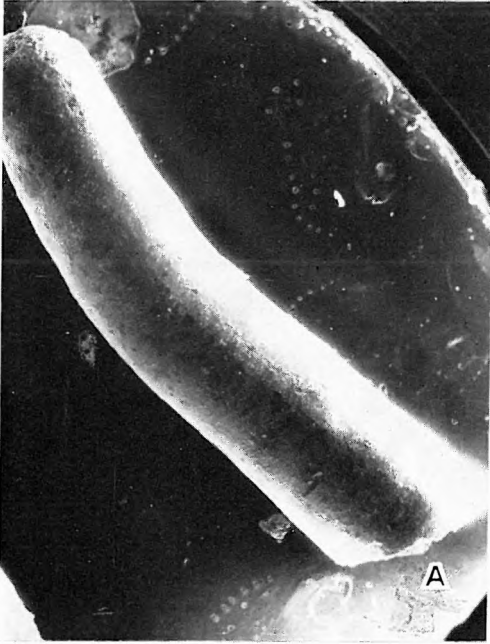


4

**V. tábla — Plate V**

*Vermetus serpuloides* DESH. (eocén, Héreg 18. sz. f.)

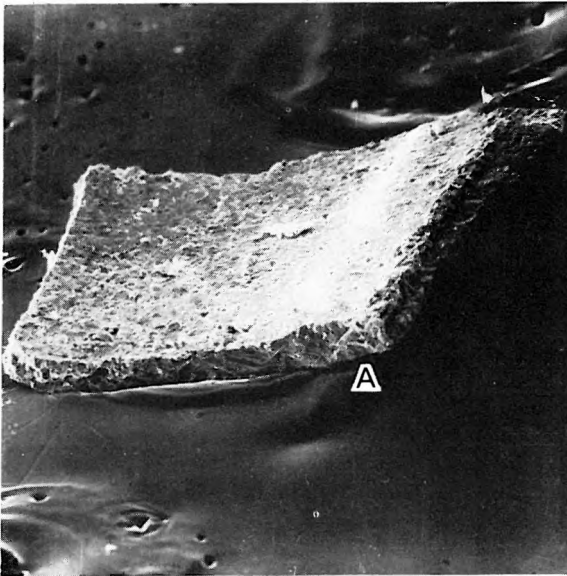
1. totál — total image 20×
2. keresztmetszet — cross-section 1000×  
(az 1. felvétel „A” pontján készült nagyítás — enlargement of a detail from point „A” of Fig. 1)
3. töredék — fragment 86×
4. a töredék keresztmetszete — cross-section of the fragment 100×  
(a 3. felvétel „A” pontjában készült nagyítás — enlargement of a detail from point „A” of Fig. 3)



1



2



3

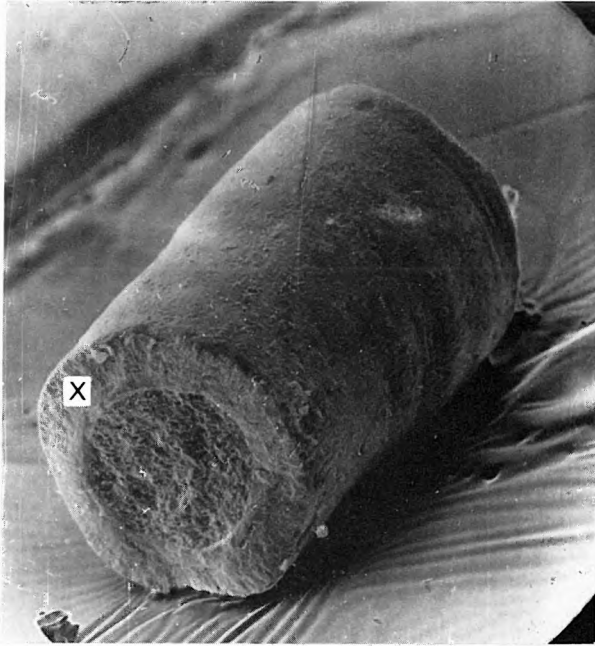


4

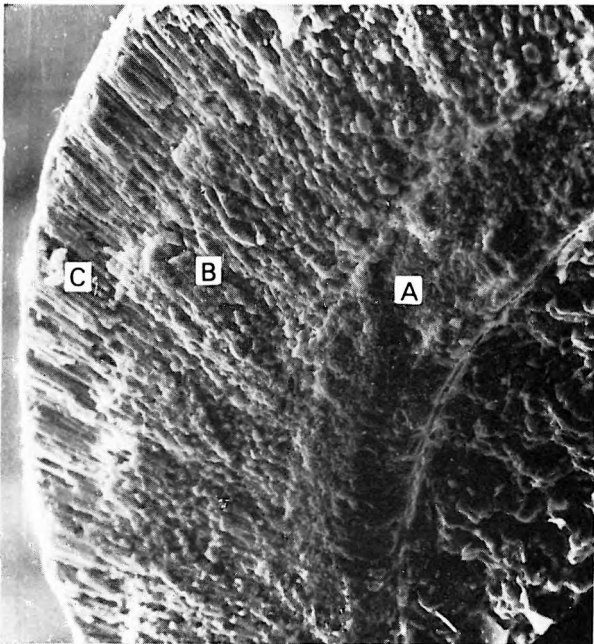
**VI. tábla — Plate VI**

*Ditrupa corneus* (L.) (eocén, Bakony)

1. totál — total image 54×
2. keresztmetszet: A = legbelső réteg, B = nagykristályos réteg, C = tűkristályos réteg — cross-section: A = inner layer, B = macrocrystalline layer, C = needle-crystal layer 400×  
(az 1. felvétel „x” pontjában készült nagyítás — enlargement of a detail from point „x” of Fig. 1)



1



2

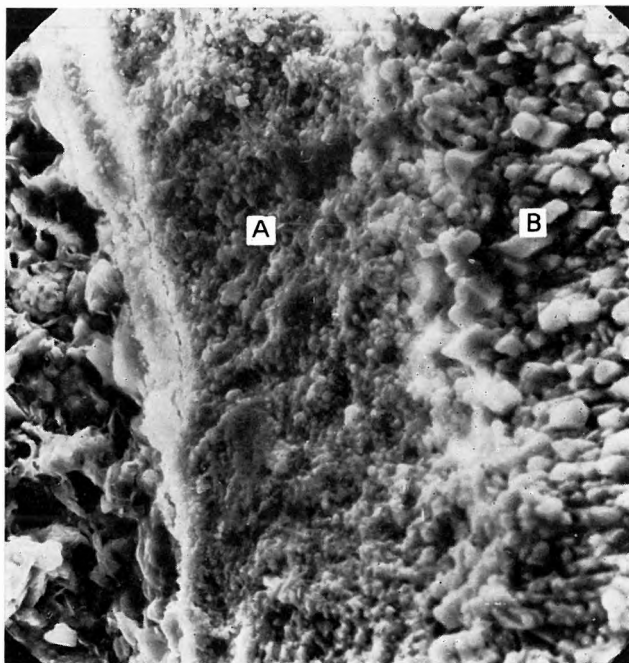
**VII. tábla — Plate VII**

*Ditrupa cornea* (L.) (eocén, Bakony)

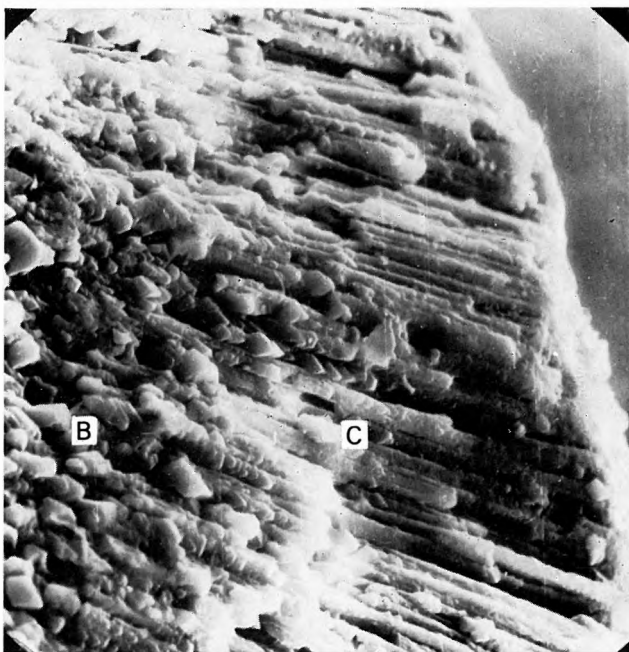
1. A és B réteg — A and B layers 1000×

2. B és C réteg — B and C layers 1000×

(az 1. és 2. felvétel a VI. tábla 2. ábrájának nagyítása -- Figs. 1 and 2 are enlarged details from Plate VI, Fig. 2)



1



2



**VIII. tábla — Plate VIII**

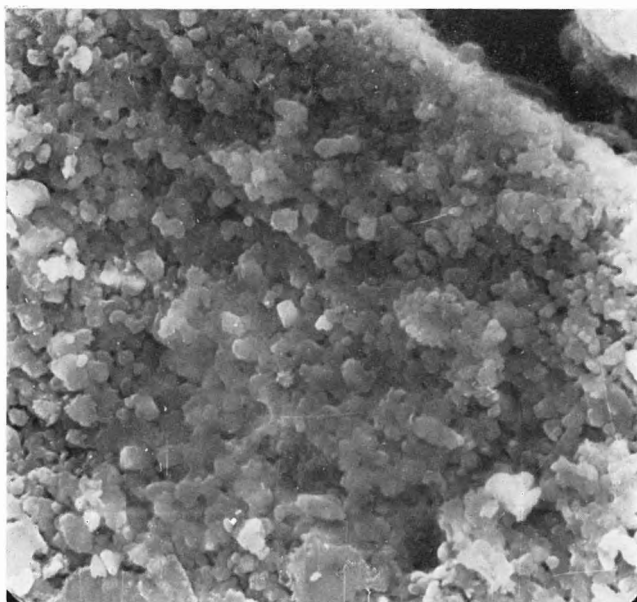
*Ditrupe cornea* (L.) (eocén, Bakony)

1. A réteg — layer A 3000×

2. B réteg — layer B 3000×

3. C réteg — layer C 3000×

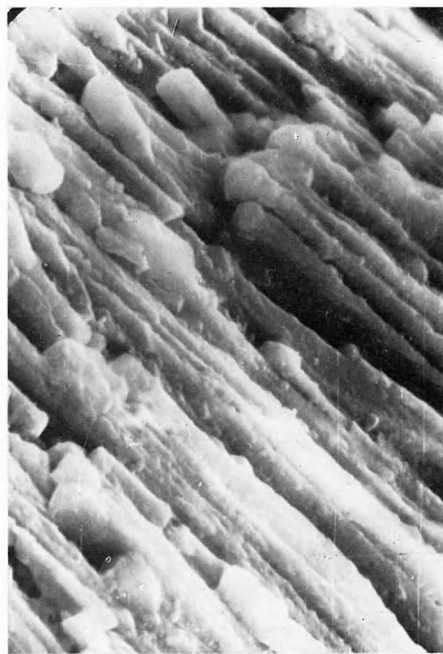
(az 1., 2., 3. felvétel a VI. tábla 2. ábrájának nagyítása — Figs. 1, 2 and 3 are enlarged details from Plate VI, Fig. 2)



1



2



3

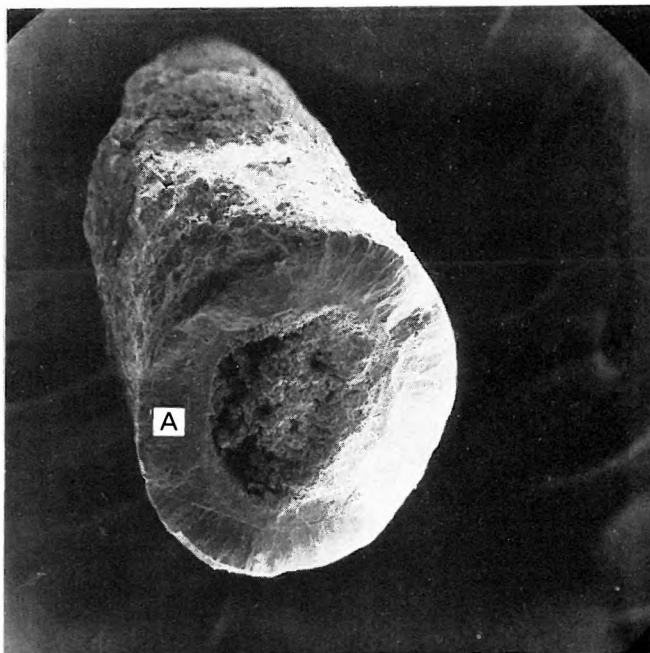
**IX. tábla — Plate IX**

*Ditrupa cornea* (L.) (kárpátien, Mikófalva)

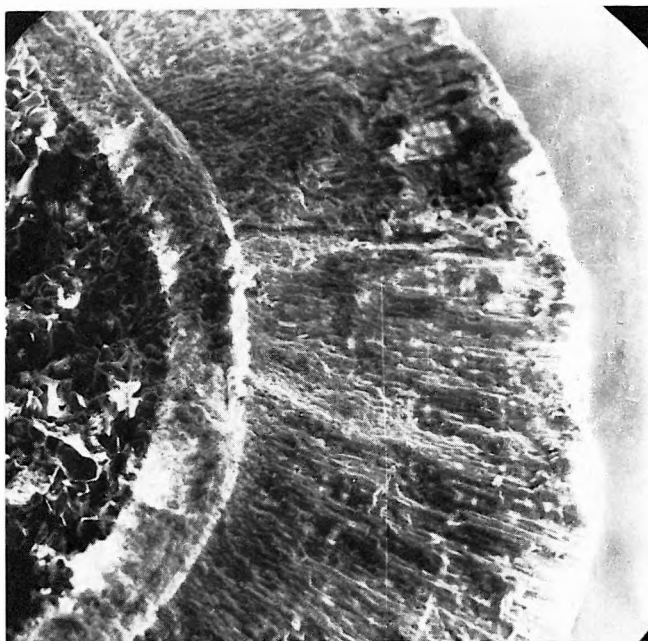
1. totál — total image 36×

2. felülnézet — top-view 240×

(az 1. felvétel „A” pontjában készült nagyítás — enlarged detail from point „A” of Fig. 1)



1



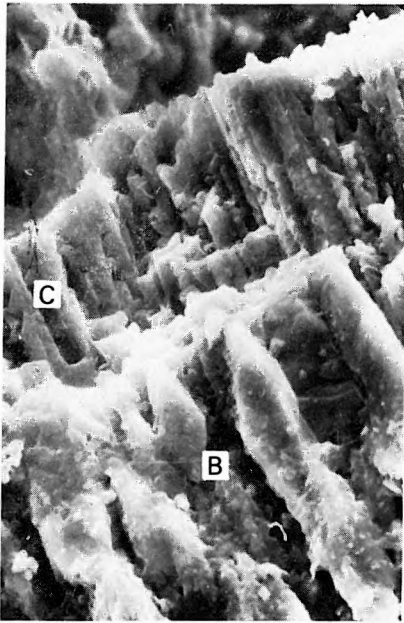
2

**X. tábla — Plate X**

*Ditropa cornea* (L.) (kárpátien, Mikófalva)

1. B és C réteg — B and C layers 1500×
2. B réteg — layer B 2000×
3. C réteg — layer C 600×
4. C réteg — layer C 2000×

(a IX. tábla 2. felvételének nagyításai — enlargements of Plate IX, Fig. 2)



1



2



3

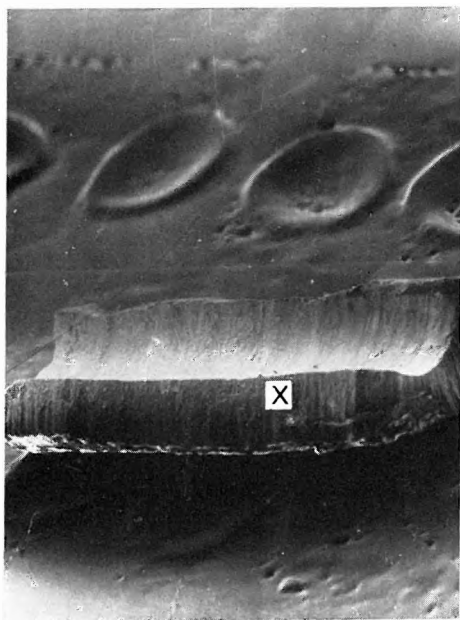


4

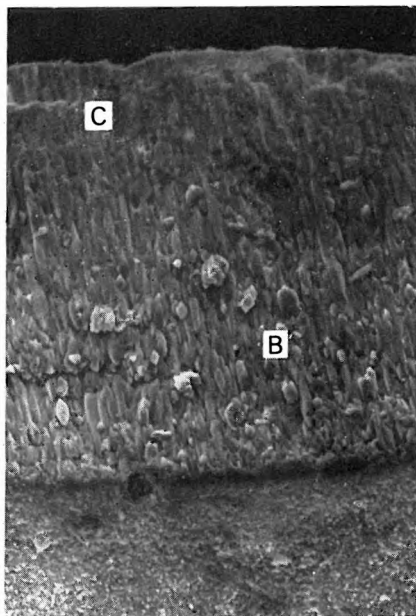
**XI. tábla — Plate XI**

*Ditrupea cornea* (L.) (kárpátien, Mikófalva)

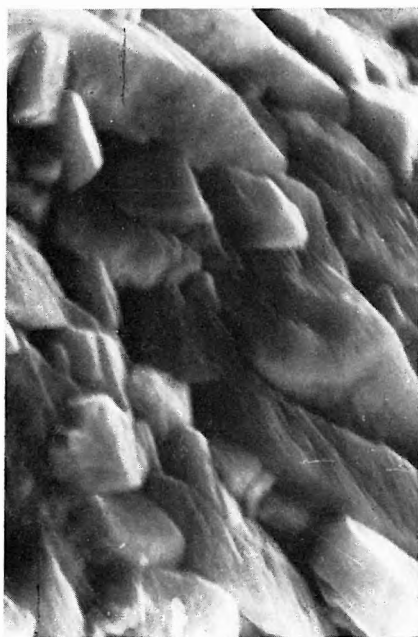
1. felezett példány totál képe — total image of a halved specimen  $36\times$
2. B és C réteg — B and C layers  $320\times$   
(a felvétel az x-szel jelölt oldal kinagyított képét mutatja — the photo shows the enlarged image of the side marked with x)
3. B réteg (lásd 2. felvétel) — layer B (see Fig. 2)  $4000\times$
4. C réteg (lásd 2. felvétel) — layer C (see Fig. 2)  $2000\times$



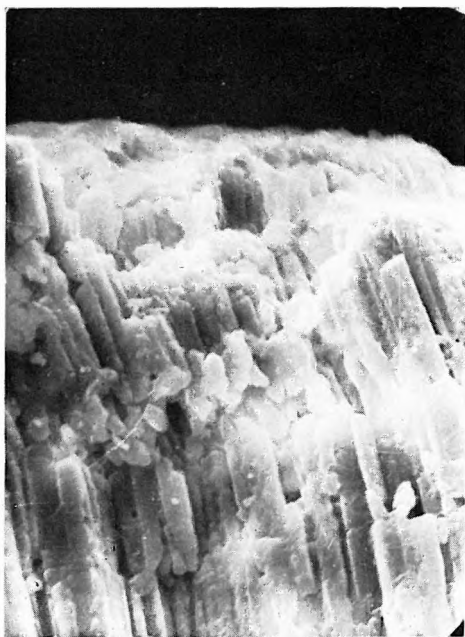
1



2



3



4





## MAGYARORSZÁGI POLYCHAETA MARADVÁNYOK

RÁKOST LÁSZLÓ

A magyarországi Dunántúli-középhegység eocén tengeri képződményeiből számos Polychaeta rágószerv (Scolecodonta), mandibula és parapodium-függelék maradvány került elő. A maradványok közül egy új genust és kilenc új speciést írtunk el. Ezek a következők: *Pedivillus* n. gen., *Arites eocenicus* n. sp., *Arites minor* n. sp., *Staurocephalites bakonyensis* n. sp., *Staurocephalites minor* n. sp., *Arbellites tridentatus* n. sp., *Lagenites bilens* n. sp., *Serratula hungarica* n. sp., *Pedivillus budensis* n. gen. et n. sp., *Pedivillus pectidentatus* n. sp.

A meghatározott maradványok közül egy triász, egy alsó-eocén, három felső-eocén, a főbbi középső-eocén rétegekből származik (l. ábra).

A Polychaeták (soksertéjű gyűrűsférgék) fosszilis maradványait főként lakócsövek, mászási nyomok, valamint a tényleges maradványok és ezek közül a kiténes rágószervek és serték alapján ismerjük. Míg a lakócsövek és mászási nyomok csak megközelítő határozást engednek meg, addig a fosszilis rágószerv-maradványoknak gazdag rendszerét dolgozták már ki.

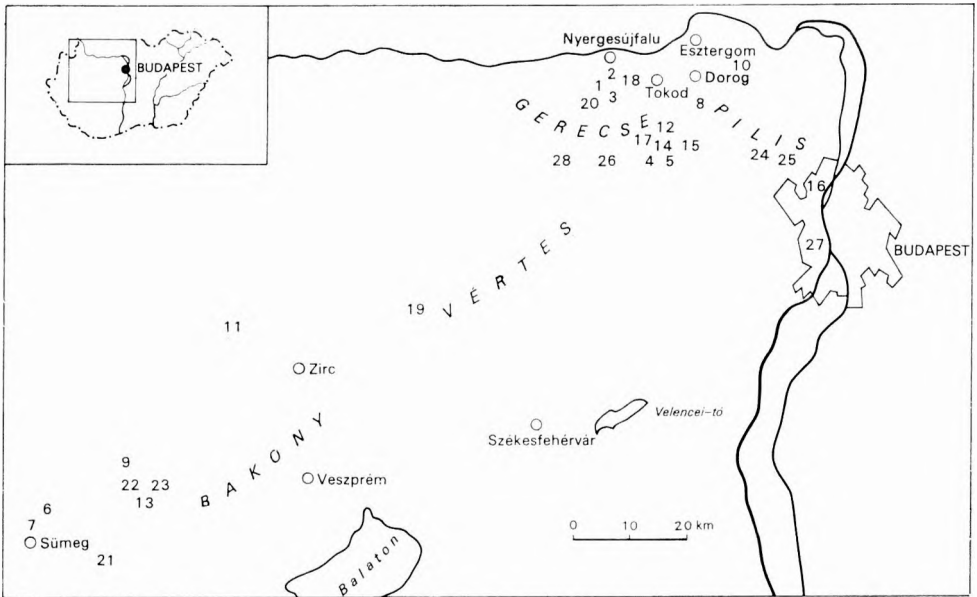
A Dunántúli-középhegység eocén képződményeinek rendszeres őslénytani vizsgálata közben számos Polychaeta rágószerv-maradvány került elő a különböző mélyfúrások tengeri rétegeinek palinológiai vizsgálata során.

### Lelőhelyek, rétegtan

A hazai eocén rétegekből Polychaeta lakócsövek *Serpula* és *Ditrupa* néven ismertek (HANTKEN 1871, 1879, LIFFA 1904, 1909, SCHRÉTER 1909, TOMOR-THIRRING 1935, JASKÓ 1937, VÉCSEY 1939, BOKOR 1939, RADNÓTY 1946, SZÓTS 1948, 1956). KECSKEMÉTNÉ KÖRMENDY A. szóbeli közlése szerint a hazai eocén tengeri rétegekben gyakoriak a *Serpula*-félék, sőt a *Ditrupa*-félék gyakran szinteket alkothatnak.

A Polychaeták fosszilis rágószerv-maradványait *Scolecodonta* néven írta le CRONEIS és SCOTT (1933). Az első rágószerv-maradványt MASSALONGO ismertette az olaszországi harmadkorból (1855), majd egy évvel később PANDER (1856) ír le maradványokat az oroszországi szilurból. Azóta számos dolgozat jelent meg a *Scolecodontákról*, főként a paleozoikumból.

Az eocén rétegekből *Scolecodonta* maradványokat ismertet PATTE (1921), JAN DU CHÈNE et GORIN (1974), JAN DU CHÈNE (1975) és EISENACK (1975). Más szerzők a palinológiai vizsgálatok során előkerült *Scolecodonta* maradványoknak csak a fényképét közlik, közelebbi meghatározás nélkül (pl. WEID-



1. ábra. A magyarországi Scolecodonta-lelőhelyek

1. Bajót 18. sz. f., 2. Bajót 19. sz. f., 3. Bajót 31. sz. f., 4. Csabdi 71. sz. f., 5. Csabdi 72. sz. f., 6. Csabrendek t. 12. sz. f., 7. Csabrendek 850. sz. f., 8. Csolnok 693. sz. f., 9. Devecser, Székpusztá. 10. Esztergom 35. sz. f., 11. Fenyőfő 82. sz. f., 12. Gyermely 5. sz. f., 13. Halimba 849. sz. f., 14. Mány 37. sz. 15. Mány 151. sz. f., 16. Mátyás-hegy (feltárás), 17. Mesterberek 49. sz. f., 18. Mogyorósbánya 82. sz. f., 19. Nagyveleg 2. sz. f., 20. NyerGESÚJFALU 24. sz. f., 21. Nyírad 3337. sz. f., 22. Padrag 5. sz. f., 23. Padrag 7. sz. f., 24. Solymár 72. sz. f., 25. Solymár 92. sz. f., 26. Tatabánya 1481. sz. f., 27. Városmajor 1. sz. f., 28. Vértessomlyó 4. (23.) sz. f.

Fig. 1. Scolecodonta localities in Hungary

MANN 1963, DE CONINCK 1977). A hazai irodalomban egyetlen Scolecodonta maradvány képét közli NAGY L.-NÉ a Hidas 53. sz. fűrés miocén rétegeiből (1969, IX. tábla 13.). KOZUR (1972) a veszprémi és mecseki triászról ismert néhány fajt.

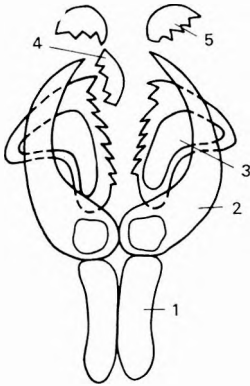
A magyarországi Scolecodonta lelőhelyeket az 1. ábrán mutatjuk be. A felsorolt maradványok közül egy a triász, egy az alsó-eocén, három a felső-eocén és a többi a középső-eocén rétegekből származik.

A Scolecodonták rétegtani szerepéről eddig csak a paleozoikumból és a mezozoikumból tudtunk. A paleogénre vonatkozó első rétegtani összefoglalást JAN DU CHÊNE adta a francia felső-kréta és paleogén rétegekből (1975). Táblázatát a palinológiai és nannoplankton zónák adataival egészítette ki. A hazai Scolecodonta rétegtani táblázat összeállítására — az aránylag kevés maradvány miatt — még korainak látszik. Eddig azonban igen érdekes tényként figyeltük meg, hogy míg az eocén tengeri rétegek a jelek szerint tartalmaznak több-kevesebb Scolecodontát, sőt némely rétegben gyakori is, addig a sokszáz megvizsgált oligocén tengeri képződmény egyáltalán nem, holott a lakócsó-maradványok ott is előfordulnak. NAGY L.-NÉ szóbeli közlése szerint a miocén tengeri rétegekben már ismét jelentkeznek. A hazai irodalomból miocén Polychaeta lakócsó-maradványok szintén ismertek (pl. DUDICH 1962, JÁMBOR—RADÓCZ 1970).

## Morfológia, taxonómia

A Polychaeták rágószervei a feji részen helyezkednek el, amely két részből áll: a tényleges fej (protostomium) és az első testszelvény (peristomium). Az utóbbi hasi oldalán van a szájnylás, amely egyes esetekben kiölthető ormányszerű képleten helyezkedik el. A szájnylás körül találjuk a rágószervet. Részei az összekötők vagy hordozók, mandibulák, maxillák és egyes esetekben az alaplemez.

A maxillából 1–5 pár fordul elő, jelölésük római számokkal történik. Körülöttük a fogazott vagy fogazatlan paragnathok helyezkednek el (2., 3. ábra).

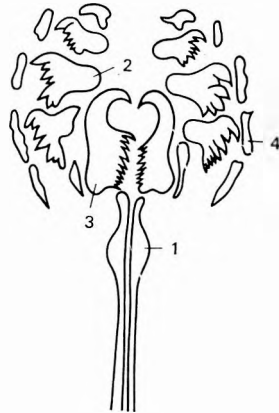


2. ábra. Polychaeták rágószervei  
(in SYLVESTER 1959)

1. Összekötő vagy hordozó, 2. esipesz-szerű maxilla I, 3. alaplemez, maxilla II, 4. maxilla III, 5. paragnath, maxilla IV

Fig. 2. Scolecodonts  
of Polychaetae  
(in SYLVESTER 1959)

1. Ligament, 2. forceps-like maxilla I, 3. basal plate, maxilla II, 4. maxilla III, 5. paragnath, maxilla IV



3. ábra. Az *Aglaurites fulgida*  
(SAVIGNY) rágószerve (ma élő)

1. Összekötő, 2. maxilla (4 pár), 3. mandibula, 4. paragnath  
(in FAUVEL 1959)

Fig. 3. Scolecodont of the  
present time *Aglaurites fulgida*  
(SAVIGNY)

1. Ligament, 2. maxilla (four pairs), 3. mandible, 4. paragnath  
(in FAUVEL 1959)

A Scolecodonták morfológiáját és terminológiáját SYLVESTER (1959), KIELAN-JAWOROWSKA (1966) és JANSONIUS et CRAIG (1971) ismertette. A fosszilis Annelida-maradványok leírásánál EISENACK (1975) megkülönböztet a lágyrészekhez ízesülő epithel sejtes maradványokat, fogszerkezeteket, fogléceket és ezek töredékeit, sertéket, teljes állkapocs-maradványokat, maxillákat és mandibulákat.

A Scolecodonta genusok a parataxonómia alapján formagenusok, mivel a maradványok az állatok egyes szervei, illetve jelen esetben szervrészei (mandibula, maxilla stb.). A formagenusok természetes rendszerbe sorolását KOZUR kísérte meg (1970, 1971). Az irodalomban szereplő formagenusok nagy része paleozóos maradvány. A paleogén fajoknak ezekbe a genusokba sorolása kissé nehézkes, főként ha a maradványok méretét tekintjük. A paleogén Scolecodonta maradványok jóval kisebb méretűek, de a méretkülönbséget a leírók nem tekintik genus-bélyegnek.

## Rendszertani rész

## Scolecodonta maradványok

Phylum: Annelida LAMARCK, 1909

Classis: Polychaeta GRUBE, 1850

Ordo: Phyllodocida DALES, 1962

Familia: incertae

Genus: *Arites* KOZUR, 1967

*Arites eocaenicus* n. sp.

Holotypus: I. tábla 1. Nv-2. 561—569. prep.

Locus typicus: Nagyveleg 2. sz. f. 561,0—569,0 m.

Stratum typicum: tengeri agyagmárga, középső-eocén.

Derivatio nominis: a rétegek koráról.

Diagnosis: 32  $\mu$  nagyságú maxilla I. Alakja horogra emlékeztet, melynek legnagyobb szélessége 20  $\mu$ . Az ízesülési felszín kicsi, valószínűleg törött.

Differential diagnosis: A maradvány az *Arites* genus fajaihoz képest kis méretű. A besorolását a horog vagy kampó alakja alapján tartjuk helyesnek.

*Arites minor* n. sp.

Holotypus: I. tábla 2. Tb-1481. 420—425. prep.

Locus typicus: Tatabánya 1481. sz. f. 420,0—425,0 m.

Stratum typicum: agyagos aleurit, középső-eocén.

Derivatio nominis: kis méretéről.

Diagnosis: 19  $\mu$  nagyságú maxilla I. Alakja kampóra vagy horogra emlékeztet. Az ízesülési felszín felett két kis másodlagos fog látható.

Differential diagnosis: Az *Arites eocaenicus*-tól kisebb mérete és átmérője, valamint a másodlagos fogak jelenléte választja el. Az eddig talált Scolecodonta maradványok közül a legkisebb méretű példány.

Genus: *Paranereites* EISENACK, 1939

*Paranereites* sp.

I. tábla 3—4

Leleőhely: Csabdi 72. sz. f. 474,7—476,0 m: agyagmárga, középső-eocén.

67  $\mu$  nagyságú, kampó vagy túske alakú maradvány. A főfagon kívül a homorú oldalon két kisebb járulékos fog látható. Az ízesülési felszín nyitott. Pulpa csak az ízesülési felszínél látható, de valószínű, hogy a maradvány belsőjében is folytatódik. Hasonló alakú Polychaeta parapodium függelékeket ismertet SCHWAB (1966). Az ott közölt *Peripatus capensis* GRUBE, 1853 recens faj parapodium karmain ugyanilyen járulékos fogak találhatók.

Ordo: Eunicida DALES, 1962

Superfamilia: Mochtyellaceae KIELAN-JAWOROWSKA, 1966

Familia: Mochtyellidae KIELAN-JAWOROWSKA, 1966

Genus: *Staurocephalites* HINDE, 1879 emend. KOZUR, 1970

*Staurocephalites broennimanni* JAN du CHÊNE et GORIN, 1974

I. tábla 8–9., II. tábla 1–3

L e l ő h e l y : Bajót 18. sz. f. 117,6–123,0 m: agyagmárga, középső-eocén  
 Bajót 19. sz. f. 105,8–125,8 m: agyagmárga, középső-eocén.  
 Bajót 31. sz. f. 160,5–170,2 m: agyagmárga; 79,8–80,1 m: márga,  
 középső-eocén.  
 Csabdi 71. sz. f. 192,5 m: agyagmárga, középső-eocén.  
 Csabdi 72. sz. f. 474,7–476,0 m; 471,8–472,8 m: agyagmárga, középső-  
 eocén.  
 Csabrendek t. 12. sz. f. 144,4–144,8 m: agyag, alsó-eocén.  
 Csabrendek 850. sz. f. 61,5–64,5 m: agyagos mészkő, középső-eocén.  
 Devceser, Székpusztá 200,0–202,0 m: agyagmárga, középső-eocén.  
 Esztergom 35. sz. f. 181,0–182,8 m: meszes márga, középső-eocén.  
 Mány 151. sz. f. 396,45–396,8 m: márga, középső-eocén.  
 Mesterberek 49. sz. f. 180,8–183,0 m: homokos márga, középső-eocén.  
 Mogyorósbánya 82. sz. f. 142,2–146,2 m: márga, középső-eocén.  
 Nagyveleg 2. sz. f. 580,0–588,7 m: homokos mészmárga, középső-eocén.  
 Nyergesújfalu 24. sz. f. 173,4–174,0 m: agyag; 56,8–57,8 m: homokos  
 agyag, középső-eocén.  
 Padrag 7. sz. f. 58,9–63,3 m: agyagos mészkő, középső-eocén.

Az eocén tengeri rétegek egyik gyakori faja. A leírók megadják a maradvány TAUGOURDEAU által javasolt (1968) leírási formuláját is, de ezek a Scolecodonta maradványok rendszerint töredékek, így pontos meghatározásuk nem lehetséges. Fontos azonban a *Staurocephalites broennimanni* és a *S. taugourdeausi* fajok elválasztásánál, hogy míg az előzőnél a nagy és a kisebb méretű mellékfogak rendszeresen váltakoznak, addig az utóbbinál a fogak általában egyforma nagyságúak. Mindkét fajnál gyakran megfigyelhetjük a fogakba befutó pulpát is.

*Staurocephalites taugourdeausi* JAN DU CHÊNE et GORIN, 1974

II. tábla 4–7

L e l ő h e l y : Csabrendek t. 12. sz. f. 81,0–82,0 m: mészkő, középső-eocén.  
 Csolnok 693. sz. f. 264,0–264,6 m: agyagmárga, középső-eocén.  
 Mány 37. sz. f. 308,1–309,1 m: homokkő, középső-eocén.  
 Nagyveleg 2. sz. f. 561,0–569,0 m; 452,2–456,2 m: agyagmárga, középső-  
 eocén.  
 Nyergesújfalu 24. sz. f. 108,0–108,4 m: agyag; 106,8–108,0 m: homokos  
 agyag; 83,0–88,5 m: homok, középső-eocén.  
 Városmajor 1. sz. f. 263,4–267,0 m; 168,2–169,4 m: márga, felső-eocén.

Az előzőekben említett közel egyforma nagyságú fogakkal rendelkező maxilla II maradványok tartoznak ide. Méretük általában 70–90  $\mu$ .

*Staurocephalites bakonyensis* n. sp.

H o l o t y p u s : V. tábla 1. Pa-5. 189,5–192,3 prep.

L o c u s t y p i c u s : Padrag 5. sz. f. 189,5–192,3 m.

S t r a t u m t y p i c u m : aleuritós mészmárga, középső-eocén felső része.

D e r i v a t i o n o m i n i s : a Bakony hegységi lelőhelyéről.

**Diagnosis:** 175  $\mu$  nagyságú maxilla II. A maxillán 11 fog látható, az alaprésztől kifelé nagyobbodó formában. A fogakhoz pulpák vezetnek, de ezek nem érik el a fog csúcsát. Az ízesülési felszínen levő epithel sejteket csak kevésbé lehet látni.

**Differential diagnosis:** A maradvány lényegesen nagyobb mint az eocén *Staurocephalites* fajok, viszont nem éri el a paleozóos fajok méretét. Anyaga kitines.

*Staurocephalites minor* n. sp.

**Holotypus:** II. tábla 8–9. Pa-5. 214–217 prep.

**Locus typicus:** Padrag 5. sz. f. 214,0–217,0 m.

**Stratum typicum:** márgás, agyagos mészkő, középső-eocén.

**Derivatio nominis:** kis méretéről.

**Diagnosis:** 30  $\mu$  nagyságú maxilla II. vagy maxilla III. A maradványon 10 fog látható. A fogak az alapállományba erősen bemélyednek. Epithel sejtek nem láthatók.

**Differential diagnosis:** A *Staurocephalites taugourdeausi* fajtól jóval kisebb mérete választja el.

*Staurocephalites* sp.

**Lelőhely:** Nagyveleg 2. sz. f. 435,3–437,3 m: tufitos agyagmárga, középső-eocén.

Nyírád 3337. sz. f. 91,8–94,5 m: agyagos mészkő, középső-eocén.

Padrag 5. sz. f. 234,8–238,5 m; 217,0–219,9 m: mészkő, középső-eocén.

Solymár 72. sz. f. 421,7–422,0 m: agyagmárga, középső-eocén.

Solymár 92. sz. f. 370,3–372,2 m: agyagmárga, középső-eocén.

Gyakran találtunk pontosan meg nem határozható maxilla-töredékeket is. Ezek általában roncsoltak vagy csak kis darabok.

Superfamilia: Eunicae SAVIGNY, 1820 emend KOZUR, 1970

Familia: Eunicidae SAVIGNY, 1820

Genus: Anisocerasites ELLER, 1955

*Anisocerasites weidmanni* JAN DU CHÊNE et GORIN, 1974

III. tábla 1–6., 9

**Lelőhely:** Budapest–Mátyás-hegy, feltárás, bryozoás márga, felső-eocén.

Halimba 849. sz. f. 347,6–347,9 m: mészkő, középső-eocén.

Padrag 5. sz. f. 227,3–230,5 m: mészkő, középső-eocén.

Egy nagyobb és több kisebb foggal rendelkező maxilla I. Néhány példányt találtunk a középső- és felső-eocén tengeri rétegekben.

*Anisocerasites fillingensis* JAN DU CHÊNE et GORIN, 1974

III. tábla 7–8., 10–11

**Lelőhely:** Gyermely 5. sz. f. 94,0–95,5 m: agyagmárga, középső-eocén.

Nagyveleg 2. sz. f. 561,0–569,0 m: agyagmárga, középső-eocén.

Egy nagyobb és több kisebb fogú maxilla I. A főfoghoz pulpa vezet. Ritka.

Superfamilia: Arabellaceae HARTMAN, 1944

Familia: Atraktoprionidae KIELAN-JAWOROWSKA, 1966, emend. KOZUR, 1970

Genus: Arabellites HINDE, 1879, emend. JANSONIUS et CRAIG, 1971

*Arabellites tridentatus* n. sp.

Holotypus: III. tábla 12–13. Nv-2. 561–569 prep.

Locus typicus: Nagyveleg 2. sz. f. 561,0–569,0 m.

Stratum typicum: tengeri agyagmárga, középső-eocén.

Derivatio nominis: a fogak számáról elnevezve.

Diagnosis: 24  $\mu$  nagyságú maxilla I. A maradvány alakja kampóra emlékeztet, melyen egy főfog és két kisebb járulékos fog látható. Az ízesülési felszín lefelé kissé kiszélesedik. Pulpa nem látható.

Differential diagnosis: Az eddig leírt fajoktól kis mérete különíti el.

Superfamilia: Paulinitaceae LANGE, 1947

Familia: Paulinitidae LANGE, 1947

Genus: Langeites KIELAN-JAWOROWSKA, 1966

*Langeites bidens* n. sp.

Holotypus: III. tábla 14–15. Nv-2. 577–580. prep.

Locus typicus: Nagyveleg 2. sz. f. 577,0–580,0 m.

Stratum typicum: tengeri agyagmárga, középső-eocén

Derivatio nominis: a fogak számáról elnevezve.

Diagnosis: 58  $\mu$  nagyságú maxilla I. A csipesszerű maradványon két erősen fejlett fog látható. A második fog homorú hajlatában egy apró, járulékos fog is van. Az ízesülési felszín törött, a pulpa kevésbé látható.

Differential diagnosis: A *Langeites glaber* KIELAN-JAWOROWSKA fajtól kis mérete különíti el.

Familia: Lysaretidae KINBERG, 1865, emend. KOZUR, 1970

Genus: Delosites KOZUR, 1967, emend. ZAWIDZKA, 1971

*Delosites raridentatus reiflingensis* KOZUR, 1972

VI. tábla 5

A maradvány egy 1962-ben vizsgált triász mécszkő mintából származik (Fenyőfő 82. sz. f. 146,6–152,8 m). A maxilla I. maradvány KOZUR paratípusához igen hasonló (KOZUR 1972, 6. ábra), de a fogak nem annyira vékonyak. KOZUR ugyanitt a magyarországi triászból a *Praelumbrinereis zawidzkae*, *Delosites hungaricus*, *Eunicites oertii* és a *Paraglycerites triassicus* fajokat ismertette.



Familia: incertae

Genus: *Nereidavus* GRINNELL, 1877

*Nereidavus* ? sp.

I. tábla 5–7

L e l ő h e l y : Nagyveleg 2. sz. f. 421,4–425,7 m: agyagmárga, középső-eocén.

39  $\mu$  nagyságú maxilla I. A maradványon 5 fog látható. JAN DU CHÊNE és GORIN a franciaországi eocénból közöl egy hasonló maradványt *Nereidavus* ? sp. néven (1974, p. 105., Pl. 5., fig. 12. és Pl. 6., fig. 2.).

**Mandibula maradványok**

Genus: *Serratula* SZANIAWSKI et WRONA, 1973

*Serratula hungarica* n. sp.

H o l o t y p u s : IV. tábla 1–3. Ny-24. 162,3–169 prep.

L o c u s t y p i c u s : Nyergesújfalu 24. sz. f. 162,3–169,0 m.

S t r a t u m t y p i c u m : agyag, középső-eocén.

D e r i v a t i o n o m i n i s : magyarországi lelőhelyéről.

D i a g n o s i s : 81  $\mu$  hosszú mandibula-maradvány. A felső részén 34 darab 2  $\mu$  nagyságú fog alkot egy fogsort. A fogsor a mandibula 32  $\mu$ -nyi részét foglalja el. Az ízesülési rész elvékonyodó, majd 4–5  $\mu$  széles nyélben végződik.

D i f f e r e n t i a l d i a g n o s i s : A *Serratula minutidentata* SZANIAWSKI et WRONA taxontól, mely 550–900  $\mu$  nagyságú, kis mérete különíti el.

A vizsgálatok során még két mandibula-maradványt találtunk. Ezeket az eddig leírt mandibula formagenusokba nem tudjuk besorolni. Leírásuk a következő:

*Mandibula* I.

IV. tábla 4–6

L e l ő h e l y : Padrag 5. sz. f. 67,8–71,6 m: márga, felső-eocén.

A mandibula 103  $\mu$  hosszú, háromszög alakú. A háromszög átfogója homorú, és ezen az oldalon helyezkedik el egy fogléc. A fogak 4–5  $\mu$  nagyságúak. Az ízesülési felszínen epithel sejtek nem látszanak.

*Mandibula* II.

V. tábla 2–3

L e l ő h e l y : Csabrendek t. 12. sz. f. 96,3–97,0 m: mészkő, középső-eocén.

A mandibula 97  $\mu$  hosszú, szabálytalan alakú. Az ízesülési felszín egyik oldalán egy kamrákra osztott kitines rész látszik. A másik oldalon egy 53  $\mu$  hosszú fogléc helyezkedik el. A fogak nagysága 5–6  $\mu$ . A fogléc *Staurocephalites*-típusú.

## Parapodium-függelék

Genus: *Pedivillus* n. gen.

Generotypus: *Pedivillus budensis* n. gen. et n. sp.

Derivatio nominis: Latin pes = láb, villus = állati szőr.

Diagnosis: Különböző hosszúságú és vastagságú nyúlványokkal rendelkező, néha szőrszerű parapodium-függelékek. Az alaprészben pulpa van, mely rendszerint a nyúlványokba is behatol.

Differential diagnosis: Az irodalom hasonló maradványt nem ismertet.

*Pedivillus budensis* n. sp.

Holotypus: VI. tábla 1–4.

Locus typicus: Mátyás-hegy, feltárás.

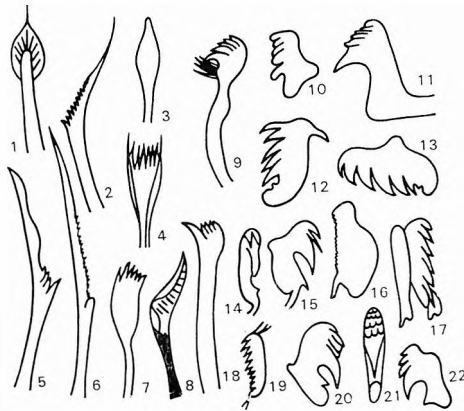
Derivatio nominis: a budai-hegységi előfordulásáról.

Stratum typicum: bryozoás márga, felső-cocén.

Diagnosis: 85  $\mu$  nagyságú, kézre emlékeztető alakú parapodium-függelék. 5 rövidebb-hosszabb nyúlványa van. Az alaprészben levő pulpa a nyúlványokba is behatol. Az ízesülési rész elkeskenyedik, 9  $\mu$  széles.

A Polychaeták parapodium-függelékei általában serteszerűek. Vannak azonban genusok, ahol a parapodiumokon különböző alakot öltenek a függelékek. FAUVEL (1959) néhány példát mutat be 9. és 10. ábráján az összetettebb függelékekből (4. ábra).

NAGY L.-NÉ a Tengelic 2. sz. f. palinológiai vizsgálata közben 814,0–817,0 és 763,5–768,0 méterközben harántolt miocén rétegekben ugyanilyen maradványokat talált. Mindkét maradvány hasonlóan kéz alakú, egy hosszú és 4–5 rövidebb nyúlványú. Mindkettő kétségtelenül a *Pedivillus* genusba tartozik.



4. ábra. Parapodium-függelékek, serték (in FAUVEL 1959)

1. *Potomilla*, 2., 6., 10. *Serpula*, 3., 19. *Chaetopterus*, 4. *Eunice*,  
5. *Salmacina*, 7., 8. *Sabellaria*, 9. *Maldaninae*, 11. *Sabella*,  
12., 20. *Ampharete*, 13. *Amphiteis*, 14., 15. *Polymnia*, 16. *Protula*,  
17. *Mercierella*, 18. *Trichobranchus*, 21., 22. *Chone*

Fig. 4. Parapodium appendages, hairs (in FAUVEL 1959)

*Pedivillus pectidentatus* n. sp.

Holotypus: V. tábla 4. és VI. tábla 6. Nv-2. 488,2–490,2 prep.

Locus typicus: Nagyveleg 2. sz. f. 488,2–490,2 m.

Stratum typicum: márga, középső-eocén.

Derivatio nominis: fésű alakú fogakról.

Diagnosis: 35  $\mu$  hosszú alaprészből 4 darab 20–25  $\mu$  hosszú fog áll ki. Alakja laza fogazatú fésűre emlékeztet. Az alaprészből egy ízesülési rész nyúlik ki, a fogakkal ellentétes irányba. Az alaprészben pulpa van, mely a fogakba is felnyúlik.

Végezetül köszönetet mondok NAGY LÁSZLÓNÉ-nak a miocén adatok ismeretért, és SÜTŐ ZOLTÁNNÉ-nak a Nagyveleg 2. sz. fúrás gazdag Scolecodonta anyagának átengedésért.

## IRODALOM

- BOKOR GY. 1939: A Budai-hegység nyugati peremének földtani viszonyai. — Földt. Közl. 69. pp. 219–268.
- CHAROLLAIS J. et al. 1978: Sur un flysch „ultrahelvétique” de la klippe de Sulens (Haute-Savoie). — Bull. du B. R. G. M. Section 1. 4. pp. 289–304.
- CONINCK J. DE 1977: Organic walled microfossils from the Eocene of the Woensdrecht borehole, southern Netherlands. — Meded. Rijks. Geol. Dienst. N. S. 28. 3. pp. 33–64.
- CRONEIS C.—SCOTT H. W. 1933: Scolecodonts and conodonts from fissure fillings in the Niagaran of Illinois (abstract). — Bull. Geol. Soc. Amer. 44. pp. 207–208.
- DUDICH E. JR. 1962: Új gyűrűsféreg lakócső az alsómátyásföldi helvétii kavicsösszletből. — Földt. Közl. 92. 1. pp. 107–109.
- EISENACK A. 1939: Einige neue Annelidenreste aus dem Silur und dem Jura des Baltikums. — Zeitschr. f. Geschieforsch. u. Flachlandgeol. 15. pp. 153–176.
- EISENACK A. 1975: Beiträge zur Anneliden-Forschung. I. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 150. pp. 227–252.
- EISENACK A. 1976: Mikrofossilien aus dem Vaginatenkalk von Hälludden, Öland. — Paleontogr. A. 154. 4–6. pp. 181–203.
- FAUVEL P. 1959: Classe des Annélides Polychètes. — In P. P. GRASSÉ: Traité de Zool. 5. 1. pp. 13–196.
- HANTKEN M. 1871: Az esztergomi barnaszénterület földtani viszonyai. — Földt. Int. Évk. 1. pp. 3–140.
- HANTKEN M. 1879: Hébert és Munier-Chalmas közleményei a magyarországi óharmadkori képződményeiről. — Ért. Term.-tud. Kör. 9. pp. 1–31.
- JÁMBOR Á.—RADÓCZ GY. 1970: Pectinariák Magyarország felső neogénjéből. — Földt. Közl. 100. 4. pp. 360–371.
- JAN DU CHÈNE R. 1975: Stratigraphic distribution of new Scolecodonts from the flysch of the Préalpes externes. — Arch. Sci. 28. 2. pp. 217–224. Genève.
- JAN DU CHÈNE R. 1977: Nouvelles données sur la palynostratigraphie des flysch des Préalpes externes (Suisse). — Arch. Sci. 30. 1. pp. 53–63. Genève.
- JAN DU CHÈNE R. et GORIN G. 1974: Découverte de Scolécodontes dans l'Eocène des Voirons (Haute-Savoie, France). — Arch. Sci. 27. 1. pp. 99–110. Genève.
- JAN DU CHÈNE R.—GORIN G.—VAN SUIJVENBERG J. 1975: Etude géologique et stratigraphique (palynologie et nannoflore calcaire) des Grés des Voirons (Paleogène de Haute-Savoie, France). — Géol. Alpine, 51. pp. 51–78.
- JAN DU CHÈNE R. et al. 1975: Sur l'âge du flysch de la nappe inférieure de la klippe de Sulens (Haute-Savoie, France). — Géol. Alpine, 51. pp. 79–81.
- JANSONIUS J.—CRAIG J. H. 1971: Scolecodont: I. Descriptive terminology and revision of systematic nomenclature. II. Lectotypes, new names for homonyms, index of species. — Bull. Canad. Petrol. Geol. 19. 1. pp. 251–302.

- JASKÓ S. 1937: Pleisztocén éles kavicsok a Déli-Bakonyból. — Földt. Közl. 67. pp. 331–333.
- KIELAN-JAWOROWSKA Z. 1966: Polychaete jaw apparatuses from the Ordovician and Silurian of Poland and a comparison with modern forms. — Paleont. Pol. 16. pp. 1–152.
- KOZŁOWSKI R. 1956: Sur quelques masticateurs des Annélides Polychètes ordoviciens. — Acta Paleont. Pol. 1. 3. pp. 165–205.
- KOZUR H. 1967: Scolecodonten aus dem Muschelkalk des germanischen Binnenbeckens. — Monat. Deutsch. Akad. Wiss. 9. 11. pp. 842–886.
- KOZUR H. 1970: Zur Klassifikation und phylogenetischen Entwicklung der fossilen Phyllococida und Eunicida (Polychaeta). — Freib. Forschungsh. C. 260. pp. 35–81.
- KOZUR H. 1971: Die Eunicida und Phyllococida des Mesozoikums. — Freib. Forschungsh. C. 267. pp. 71–109.
- KOZUR H. 1972: Die Bedeutung der triassischen Scolecodonten insbesondere für die Taxonomie und Phylogenie der fossilen Eunicida. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 21. pp. 745–776.
- LIFFA A. 1904: Geológiai jegyzetek Sárissáp vidékéről. — Földt. Int. Évi Jel. 1903-ról, pp. 215–232.
- LIFFA A. 1909: Geológiai jegyzetek Nyergesújfalu és Neszmély környékéről. — Földt. Int. Évi Jel. 1907-ről, pp. 148–171.
- MASSALONGO 1855: Monografia delle nereidi fossili del Monte Bolca. — Verona.
- NAGY L.-NÉ 1969: A Mecsek hegység miocén rétegeinek palynológiai vizsgálata. — Földt. Int. Évk. 52. 2. pp. 1–417.
- PANDER C. H. 1856: Monographie der fossilen Fische des silurischen Systems der Rossisch-Baltischen Gouvernements. — 1–10, pp. 1–91. St. Petersburg.
- PATTE E. 1921: Eunicites (Eucinopsis) gravieri Annélide Polychete nouvelle du Cuisien. — Bull. Soc. Géol. France. 4. 21. pp. 78–79.
- RADNÓTY E. 1946: Harmadidőszaki rétegek kifejlődése a Budai-hegység zugligeti részén. — Földt. Közl. 76. pp. 97–105.
- ROGER J. 1952: Classe des Chaetopodes. — In J. PIVETEAU: Traité de Paleont. pp. 167–202.
- ROGER J. 1959: Annélides fossiles. — In P. P. GRASSÉ: Traité de Zool. 5. 1. pp. 688–694.
- SCHRÉTER Z. 1909: Barton emeletbeli nummulites-es mészkő előfordulása a Gellért-hegyen. — Földt. Közl. 39. pp. 400–401.
- SCHWAB W. K. 1966: Microstructure of some fossil and recent Scolecodonts. — Journ. Paleont. 40. 2. pp. 416–423.
- STAMPFLI G. et al. 1978: Geologie et micropaleontologie (Nummulites et Palynologie) de la formation Eocène de Ziarat Elbourz oriental (Iran). — Riv. Ital. Paleont. 84. 2. pp. 383–402.
- STRAUCH F. 1973: Die Feinstruktur einiger Scolecodonten. — Senckenbg. Lethaea 54. 1. pp. 1–19.
- SYLVESTER R. K. 1959: Scolecodonts from Central Missouri. — Journ. Paleont. 33. 1. pp. 33–49.
- SZANIAWSKI H. — WRONA R. M. 1973: Polychaete jaw apparatuses and scolecodonts from the Upper Devonian of Poland. — Acta Paleont. Pol. 18. 3. pp. 223–267.
- SZÓTS E. 1948: Az északi Bakony eocén képződményei. — Földt. Közl. 77. pp. 39–59.
- SZÓTS E. 1956: Magyarország eocén (paleogén) képződményei. — Geol. Hung. Ser. Geol. 9. pp. 1–320.
- TASCH P. — SHAFFER B. L. 1961: Study of scolecodonts by transmitted light. — Micropal. 7. 3. pp. 369–371.
- TAUGOURDEAU PH. 1968: Propositions concernant l'établissement de formules dentaires pour l'étude des Scolecodontes. — Proceed. IPU XXIII. Intern. Geol. Congress. pp. 437–442.
- TAUGOURDEAU PH. 1979: Quelques assemblages partiels de Scolecodontes du Paléozoïque. — Revue de Micropal. 22. 1. pp. 51–56.

- TOMOR-THIRRING J. 1935: Az Északi-Bakony eocén képződményeinek sztratigráfiája és tektonikája. — Földt. Közl. 65. pp. 2—15.
- VÉCSEI GY. 1939: A bakonyi Ajka—Űrkút—Halimba környékének eocén képződményei. — A Földt. Szemle melléklete, Budapest.
- WEIDMANN M. 1963: Sur quelques microfossiles nouveaux dans les flysch préalpins. — Bull. Lab. Géol. Min. Univ. 137. pp. 1—6. Lausanne.

## POLYCHAETA FOSSIL RECORDS OF HUNGARY

by

L. RÁKOSI

Many fossil Polychaeta scolecodonts, mandibles and parapodium appendages were collected from Eocene marine sediments in the Transdanubian Central Mountains of Hungary. A new genus and nine new species have been described on them. These are the following: *Pedivillus* n. gen., *Arites eocaenicus* n. sp., *Arites minor* n. sp., *Staurocephalites bakonyensis* n. sp., *Staurocephalites minor* n. sp., *Arabellites tridentatus* n. sp., *Lagenites bidens* n. sp., *Serratula hungarica* n. sp., *Pedivillus budensis* n. gen. et n. sp., *Pedivillus pectidentatus* n. sp.

From the determined fossils one is originating from the Triassic, one from the Lower Eocene, three from the Upper Eocene and all the rest from Middle Eocene sediments (Fig. 1).

### *Scolecodont remains*

Phylum: Annelida LAMARCK, 1909

Classis: Polychaeta GRUBE, 1850

Ordo: Phyllodocida DALES, 1962

Familia: incertae

Genus: *Arites* KOZUR, 1967

#### *Arites eocaenicus* n. sp.

Holotypus: Plate I, Fig. 1. Nv-2. 561—569. prep.

Locus typicus: borehole Nagyveleg 2, 561.0—569.0 m.

Stratum typicum: marine clay-marl, Middle Eocene.

Derivatio nominis: for the age of the enclosing strata.

Diagnosis: Maxilla I attains 32  $\mu$ . Its shape reminds a hook, whose greatest width is 20  $\mu$ . The small segmentation facet is most probably crushed.

Differential diagnosis: Set against the species of *Arites* genus it is rather of small size. Its assignment to this species is considered justified by its hooked or falcate shape.

#### *Arites minor* n. sp.

Holotypus: Plate I, Fig. 2. Tb-1481. 420—425. prep.

Locus typicus: borehole Tatabánya 1481, 420.0—425.0 m.

Stratum typicum: clayey silt, Middle Eocene.

Derivatio nominis: on the basis of its small size.

**D i a g n o s i s :** Maxilla I attains 19  $\mu$ . Its shape reminds a hook or falx. Above the segmentation facet two small secondary denticles are seen.

**D i f f e r e n t i a l d i a g n o s i s :** From *Arites eocaenicus* it differs by its size, diameter and secondary denticles. It is smallest of all the scolecodont fossils found up to now.

Ordo: Eunicida DALES, 1962

Superfamilia: Mochtyellaceae KIELAN-JAWOROWSKA, 1966

Familia: Mochtyellidae KIELAN-JAWOROWSKA, 1966

Genus: *Staurocephalites* HINDE, 1879 emend. KOZUR, 1970

*Staurocephalites bakonyensis* n. sp.

**H o l o t y p u s :** Plate V, Fig. 1. Pa-5. 189.5—192.3 prep.

**L o c u s t y p i c u s :** borehole Padrag 5, 189.5—192.3 m.

**S t r a t u m t y p i c u m :** silty calcareous marl, upper part of the Middle Eocene.

**D e r i v a t i o n o m i n i s :** for its locality in the Bakony Mountains.

**D i a g n o s i s :** Maxilla II, of 175  $\mu$  size. On the maxilla occur 11 denticles, from the basal part increasing outward. Some pulpa lead to the denticles but does not reach the cusp. The epithelial cells on the segment facet are hardly seen.

**D i f f e r e n t i a l d i a g n o s i s :** Significantly larger form than the *Staurocephalites* species of Eocene, though not reaching the size of Paleozoic species. Of chitinic material.

*Staurocephalites minor* n. sp.

**H o l o t y p u s :** Plate II, Figs. 8—9. Pa-5. 214—217 prep.

**L o c u s t y p i c u s :** borehole Padrag 5, 214.0—217.0 m.

**S t r a t u m t y p i c u m :** marly, argillaceous limestone, Middle Eocene.

**D e r i v a t i o n o m i n i s :** on the basis of its small size.

**D i a g n o s i s :** 30  $\mu$  large maxilla II or maxilla III. 10 denticles can be observed highly intruding in the basal mass. No epithelial cells occur.

**D i f f e r e n t i a l d i a g n o s i s :** It differs from *Staurocephalites tau-gourdeausi* by its rather small size.

Superfamilia: Arabellaceae HARTMAN, 1944

Familia: Atraktoprionidae KIELAN-JAWOROWSKA, 1966, emend. KOZUR, 1970

Genus: *Arabellites* HINDE, 1879, emend. JANSONIUS et CRAIG, 1971

*Arabellites tridentatus* n. sp.

**H o l o t y p u s :** Plate III, Figs. 12—13. Nv-2. 561—569 prep.

**L o c u s t y p i c u s :** borehole Nagyveleg 2, 561.0—569.0 m.

**S t r a t u m t y p i c u m :** marine clay-marl, Middle Eocene.

**D e r i v a t i o n o m i n i s :** for the number of denticles.

**D i a g n o s i s :** Maxilla I is 24  $\mu$  large. The shape reminds a hook, with one primary denticle and two smaller 2nd-order ones. The segment facet is somewhat expanding downwards. No pulpa can be seen.

**Differential diagnosis:** It differs from the species described above by its smaller size.

Superfamilia: Paulinitaceae LANGE, 1947

Familia: Paulinitidae LANGE, 1947

Genus: Langeites KIELAN-JAWOROWSKA, 1966

*Langeites bidens* n. sp.

Holotypus: Plate III, Figs. 14–15. Ny-2. 577–580 prep.

Locus typicus: borehole Nagyveleg 2, 577.0–580.0 m.

Stratum typicum: marine clay-marl, Middle Eocene.

Derivatio nominis: named for the number of denticles.

**Differential diagnosis:** Maxilla I is 58  $\mu$  in size. On the forceps-like fossil there are two strongly developed denticles. In the concave bend of the 2nd denticle a tiny, 2nd-order denticle occurs. The segment facet is crushed, the pulpa poorly observable.

**Differential diagnosis:** It differs from the *Langeites glaber* KIELAN-JAWOROWSKA species by its smaller size.

*Mandibula remains*

Genus: Serratula SZANIAWSKI et WRONA, 1973

*Serratula hungarica* n. sp.

Holotypus: Plate IV, Figs. 1–3. Ny-24. 162.3–169 prep.

Locus typicus: borehole Nyergesújfalu 24, 162.3–169.0 m.

Stratum typicum: clay, Middle Eocene

Derivatio nominis: for the Hungarian locality.

**Differential diagnosis:** The mandible is 81  $\mu$  long with 34 denticles (2  $\mu$  each) forming a series in its upper part. This series occupies 32  $\mu$  of the mandible. The segment becoming thinner ends in a 4–5  $\mu$  wide shank.

**Differential diagnosis:** It differs from the *Serratula minutidentata* SZANIAWSKI et WRONA taxon (attaining 550–900  $\mu$ ) by its smaller size.

*Parapodium-appendages*

Genus: Pedivillus n. gen.

Generotypus: *Pedivillus budensis* n. gen. et n. sp.

Derivatio nominis: Latin pes = foot, villus = animal hair.

**Differential diagnosis:** Parapodium appendages with some clavi of different length and thickness, sometimes hair-like. In the basal part the pulpa usually penetrates into the clavi.

**Differential diagnosis:** Similar fossil remains are not known from the literature.

*Pedivillus budensis* n. sp.

H o l o t y p u s : Plate VI, Figs. 1–4.

L o c u s t y p i c u s : Mátyás Mts, exploration.

D e r i v a t i o n o m i n i s : for its occurrence in the Buda Mts.

S t r a t u m t y p i c u m : bryozoan marl, Upper Eocene.

D i a g n o s i s : Parapodium appendage of 85  $\mu$ , reminding the shape of a hand with its 5 shorter or longer clavi. The pulpa of the basal part penetrates also into the clavi. The segmental part becomes thinner, its width is 9  $\mu$ .

The parapodium appendages of Polychaetae are generally hair-like. There are, however, some genera, where the appendages have a different shape. FAUVEL (1959), in his Figs. 9 and 10, illustrated some more complex appendages (Fig. 4).

*Pedivillus pectidentatus* n. sp.

H o l o t y p u s : Plate V, Fig. 4 and Plate VI, Fig. 6. Nv-2. 488.2–490.2 prep.

L o c u s t y p i c u s : borehole Nagyveleg 2. 488.2–490.2 m.

S t r a t u m t y p i c u m : marl, Middle Eocene.

D e r i v a t i o n o m i n i s : for the comb-like denticles.

D i a g n o s i s : From the 35  $\mu$  basal part four denticles of 20–25  $\mu$  length are protruding. Its shape reminds a loose dentate comb. From the basal part a segmented part is projecting in contrary to the direction of the denticles. The pulpa of the basal part extends up into the denticles.



## I. tábla — Plate I

1. *Arites eocaenicus* n. sp., holotypus  
Nagyveleg 2. sz. f. 561,0—569,0 m
2. *Arites minor* n. sp., holotypus  
Tatabánya 1481. sz. f. 420,0—425,0 m
- 3—4. *Paranereites* sp.  
Csabdi 72. sz. f. 474,7—476,0 m
- 5—7. *Nereidavus* ? sp.  
Nagyveleg 2. sz. f. 421,4—425,7 m
- 8—9. *Staurocephalites broennimanni* JAN DU CHÊNE et GORIN, 1974  
Deveser, Széckpuszta, 200,0—202,0 m

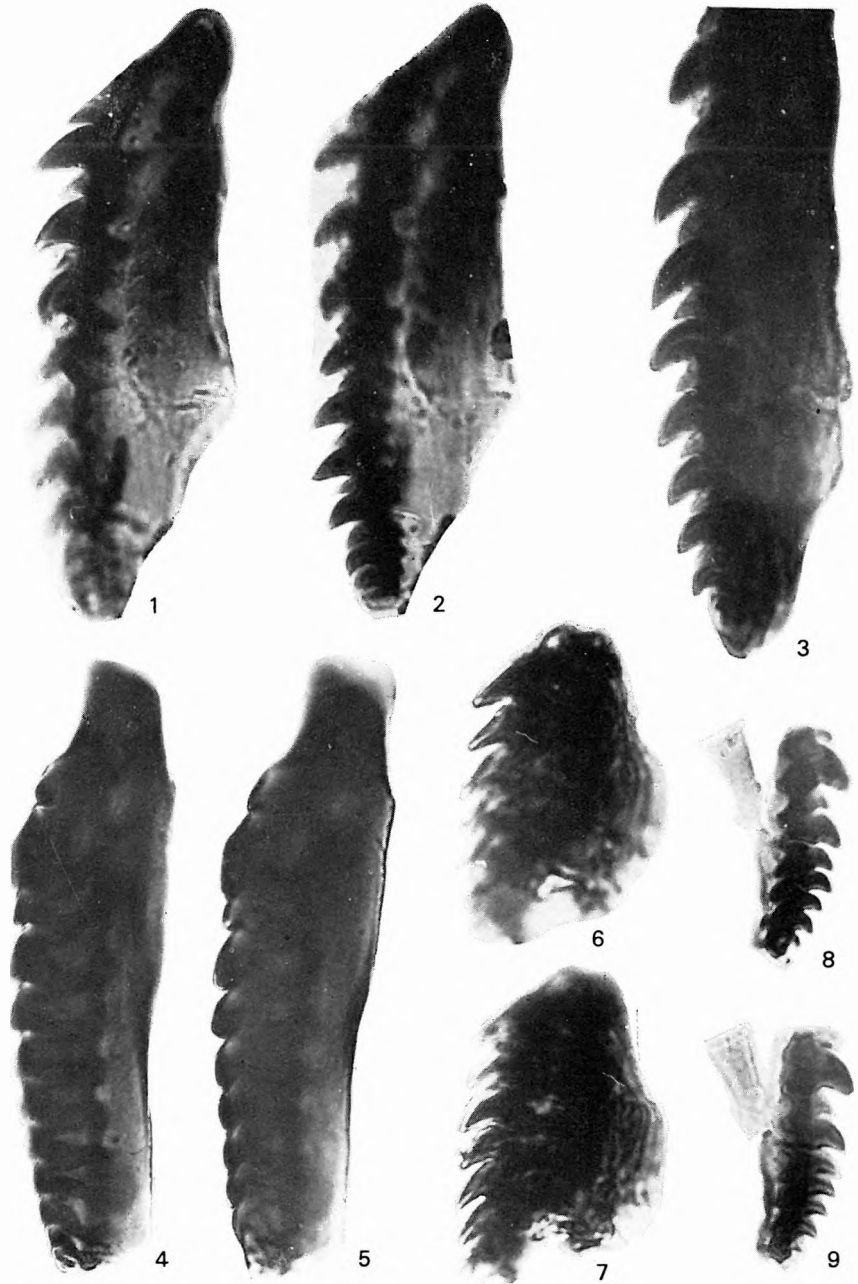
1000×



## II. tábla — Plate II

- 1—2. *Staurocephalites broennimanni* JAN DU CHÊNE et GORIN, 1974  
Csabdi 71. sz. f. 192,5 m
3. *Staurocephalites broennimanni* JAN DU CHÊNE et GORIN, 1974  
Csabdi 72. sz. f. 471,8—472,8 m
- 4—5. *Staurocephalites taugourdeausi* JAN DU CHÊNE et GORIN, 1974  
Városmajor 1. sz. f. 263,4—267,0 m
- 6—7. *Staurocephalites taugourdeausi* JAN DU CHÊNE et GORIN, 1974  
Csabrendek t. 12. sz. f. 81,0—82,0 m
- 8—9. *Staurocephalites minor* n. sp., holotypus  
Padrag 5. sz. f. 214,0—217,0 m

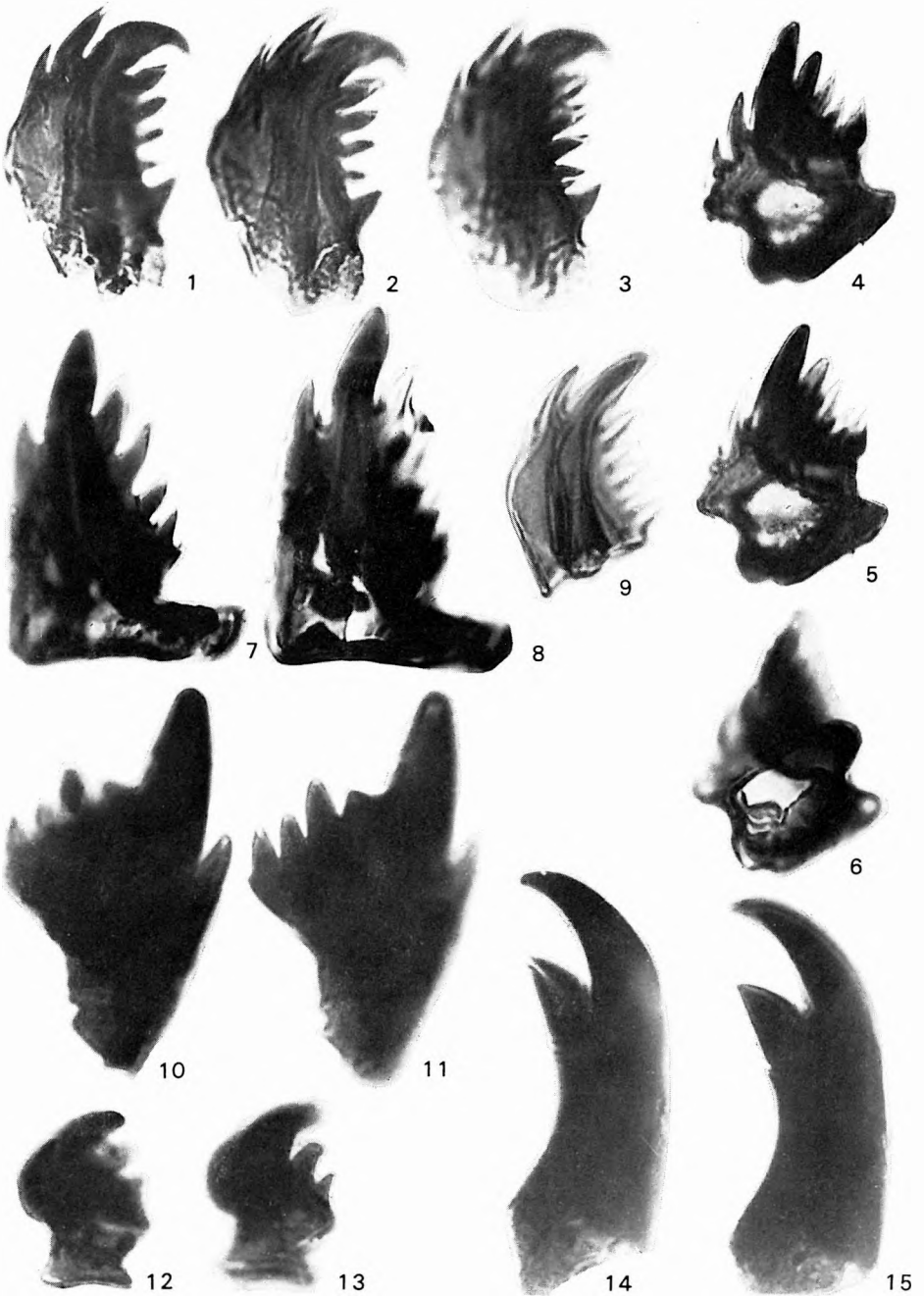
1000×



## III. tábla — Plate III

- 1--3. *Anisocerasites weidmanni* JAN DU CHÊNE et GORIN, 1974  
Mátyás-hegy, feltárás, bryozoás márga
- 4--6. *Anisocerasites weidmanni* JAN DU CHÊNE et GORIN, 1974  
Halimba 849. sz. f. 347,6—347,9 m
- 7--8. *Anisocerasites filligensis* JAN DU CHÊNE et GORIN, 1974  
Gyermely 5. sz. f. 94,0—95,5 m
9. *Anisocerasites weidmanni* JAN DU CHÊNE et GORIN, 1974  
Padrag 5. sz. f. 227,3—230,5 m
- 10--11. *Anisocerasites filligensis* JAN DU CHÊNE et GORIN, 1974  
Nagyveleg 2. sz. f. 561,0—569,0 m
- 12--13. *Arabellites tridentatus* n. sp., holotypus  
Nagyveleg 2. sz. f. 561,0—569,0 m
- 14--15. *Langeites bidens* n. sp., holotypus  
Nagyveleg 2. sz. f. 577,0—580,0 m

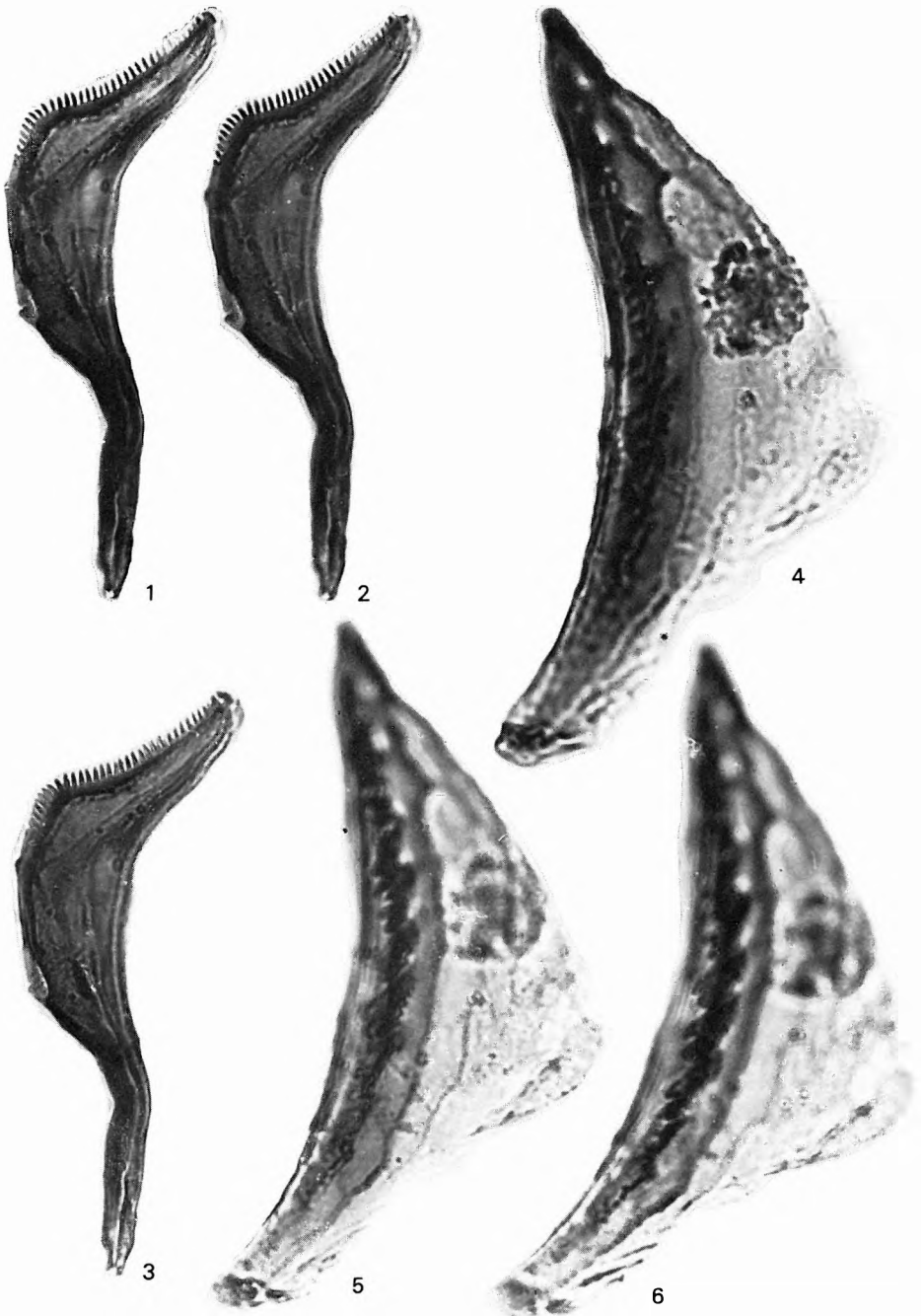
1000×



**IV. tábla — Plate IV**

- 1—3. *Serratula hungarica* n. sp., holotypus  
Nyergesújfalu 24. sz. f. 162,3—169,0 m
- 4—6. Mandibula I.  
Padrag 5. sz. f. 67,8—71,6 m

1000×

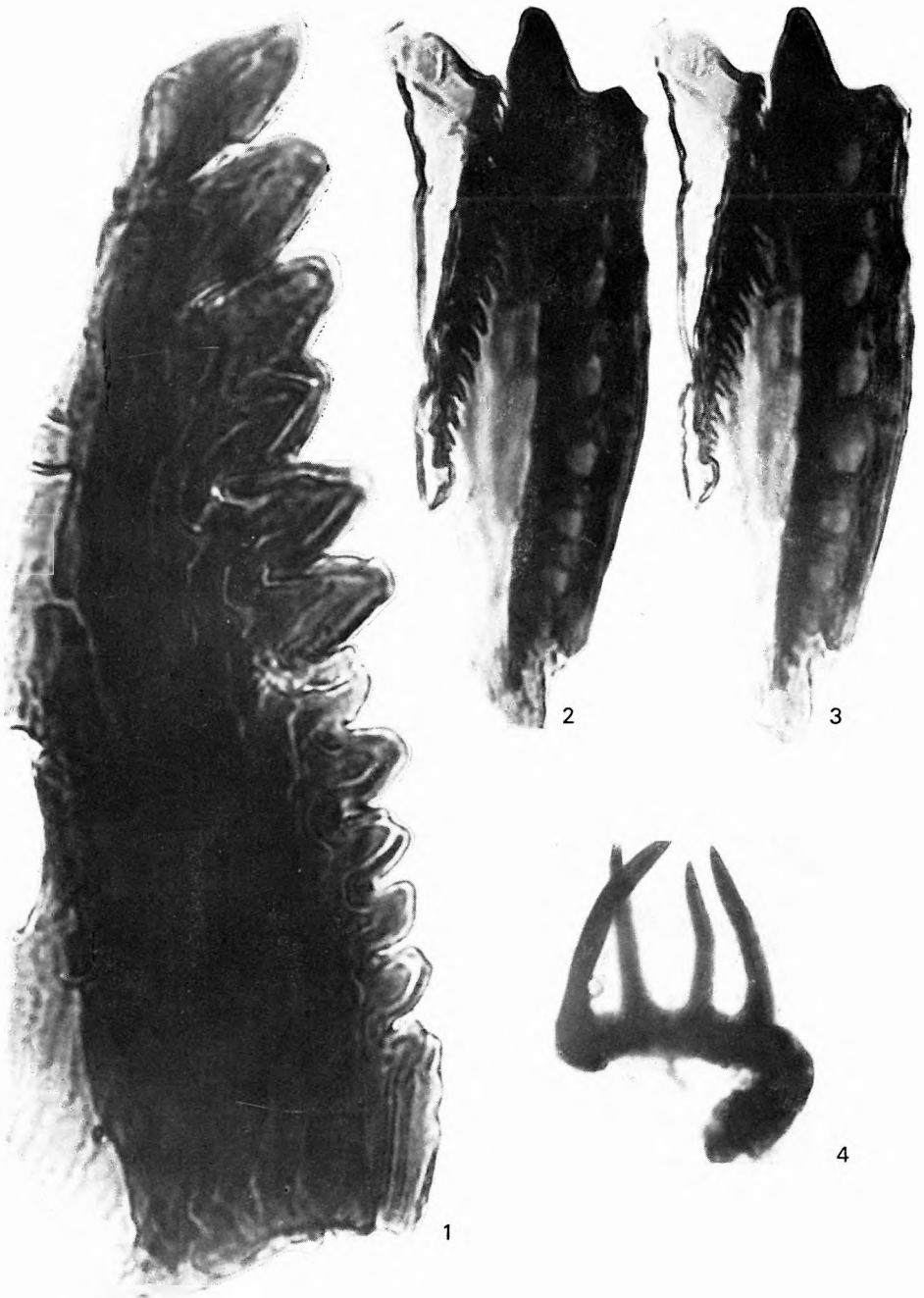




**V. tábla — Plate V**

1. *Staurocephalites bakonyensis* n. sp., holotypus  
Padrag 5. sz. f. 189,5—192,3 m
- 2—3. Mandibula II.  
Csabrendek t. 12. sz. f. 96,3—97,0 m
4. *Pedivillus pectidentatus* n. sp., holotypus  
Nagyveleg 2. sz. f. 488,2—490,2 m

1000×



## VI. tábla — Plate VI

- 1--4. *Pedivillus budensis* n. sp., holotypus  
Mátyás-hegy, bryozoás márga
5. *Delosites raridentatus reiflingensis* KOZUR, 1972  
Fenyőfő 82. sz. f. 146,6—152,8 m, 500×
6. *Pedivillus pectidentatus* n. sp., holotypus  
Nagyveleg 2. sz. f. 488,2—490,2 m

1000×





## ÚJ MÓDSZER ORBITOID NAGY FORAMINIFERÁK EQUATORIÁLIS METSZETEINEK VIZSGÁLATÁRA

LESS GYÖRGY

E nagy Foraminiferákat általában sikerrel alkalmazzák rétegtani szintezésre a felső-krétában, az oligocénben és az alsó-miocénben, ugyanakkor az eocénbeli alakokat még nem sikerült alkalmassá tenni e célra. Azt vizsgálva, hogy az Orthophragmina fajok valóban perzisztensek-e az eocénon belül, kiderült, hogy e perzisztencia látszólagos csupán, az erről kialakult vélemény pedig a nem megfelelő vizsgálati módszerek következménye. Az equatoriális réteg feltárásának új, pattintásos módszerével a fajmeghatározásban döntő szerepet játszó embrió és közvetlen környéke jól vizsgálható.

Orbitoid Foraminiferák gyűjtőnév alatt általában a felső-krétában elterjedt Orbitoideseket és Lepidorbitoideseket (valamint rokonaikat), a paleocénre és eocénre jellemző Discocyclinidaeket és Asterocyclinidaeket (összefoglaló nevükön Orthophragminákat), valamint a főképp az oligocénben elterjedt Lepidocyclinidaeket foglalják össze.

E nagy Foraminiferákat általában sikerrel alkalmazzák rétegtani szintezésre a felső-krétában, az oligocénben és az alsó-miocénben, ugyanakkor az eocénbeli alakokat még nem sikerült alkalmassá tenni e célra. Az 1. táblázat a századunk második felében dolgozó Orthophragmina-kutatók eltérő véleményét tükrözi a leggyakoribb alakok fajöltőiről. Látható, hogy az egy *Discocyclina seunesi* H. DOUVILLÉ kivételével az összes többi alak fajöltője nagyon hosszú, különösen az eocénben rétegtani szintezésre leggyakrabban használt Nummulitidae, plankton-Foraminifera és nannoplankton fajokéhoz képest.

1974-ben kezdődött vizsgálataim fő célja annak a kiderítése volt, hogy az Orthophragmina fajok valóban ennyire perzisztensek-e az eocénon belül. Ennek ellentmond az, hogy az összes többi nagy Foraminifera (Fusulinák, Orbitolinák, Nummulitidaeek stb.) kiválóan alkalmas rétegtani szintezésre, miért éppen az Orthophragminák lennének kivételek ez alól?

Vizsgálataim — melyeknek részletes ismertetésére egy későbbi publikációban kerül sor — kiderítették, hogy a fent említett perzisztencia látszólagos csupán, az erről kialakult vélemény pedig a nem megfelelő vizsgálati módszerek következménye. Az alább leírandó vizsgálati módszer nemcsak az Orthophragminákra, hanem a többi orbitoid nagy Foraminiferára is alkalmasnak tűnik, mivel azt Lepidocyclinákon magam is kipróbáltam (l. a III. tábla ábráit). A felső-kréta orbitoid nagy Foraminiferái e szempontból nem különböznek a paleogén alakoktól, így a preparálási módszer alkalmazása náluk is sikerrel biztat.

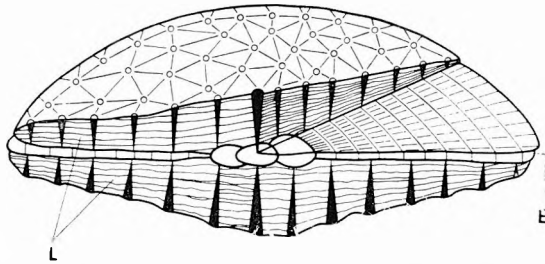
Az orbitoid nagy Foraminiferák közös jellemzője a vékony, ciklikus felépítésű equatoriális réteg, melyet két oldalról szimmetrikusan vesznek körül a

**AZ IRODALOMBAN LEGGYAKRABBAN IDÉZETT DISCOCYCLINIDAEK ÉS  
ASTEROCYCLINIDAEK FAJÖLTŐI KÜLÖNBÖZŐ SZERZŐK SZERINT**

	FELSŐ- PALEOCÉN	ALSÓ- EOCÉN	KÖZÉPSŐ- EOCÉN	FELSŐ- EOCÉN
<i>D. archiaci</i> /Schlumb./			○	
<i>D. aspera</i> /Gümbel/				xxx
<i>D. augustae</i> Weijden			○	
<i>D. bartholomei</i> /Schlumb./			○	
<i>D. chudeaui</i> /Schlumb./			○+	
<i>D. discus</i> /Rütim./			+++	xxx
<i>D. douvillei</i> /Schlumb./			○ +++	
<i>D. fortisi</i> /d'Archiac/			+++	
<i>D. marthae</i> /Schlumb./				
<i>D. nummulitica</i> /Gümbel/			○ +++	
<i>D. pratti</i> /Michelin/			○ +++	
<i>D. roberti</i> H. Douvillé			+++	
<i>D. scalaris</i> /Schlumb./			○ +++	
<i>D. sella</i> /d'Archiac/			○	xxx
<i>D. seunesi</i> H. Douvillé				
<i>D. varians</i> /Kaufmann/			○ +++	
<i>Ak. radians</i> /d'Archiac/			○ +++	xxx
<i>Ast. pentagonalis</i> /Schañh./			○	
<i>Ast. stella</i> /Gümbel/			○	xxx
<i>Ast. stellaris</i> /Brunn./			○ +++	xxx
<i>Ast. stellata</i> /d'Archiac/			○ +++	xxx
<i>Ast. taramellii</i> /Schlumb./			○	

1 ——— 2 ——— 3 ○○○○ 4 +++++ 5 ——— 6 xxxxx

1. SCHWEIGHAUSER (1953) É-Olaszország, 2. NEUMANN (1958) Ny-Aquitania, 3. KECSKEMÉTI (1959) D-Bakony, 4. BIEDA (1963) Lengyel-Táttra, 5. PORTNAJA (1974) Krim-félsziget (adatai módosítva a krimi sztratotípus-szelvény újabb beosztása alapján), 6. SROTTI (1978) Priabona (sztratotípus-szelvény). D = Discoeyclina, Ak. = Aktinocyelina, Ast. = Asterocyelina



1. ábra. Az orbitoid Foraminiferák felépítésének sematikus vázlata

L = laterális rétegek, E = equatoriális réteg

Fig. 1. Structural scheme of the orbitoid Foraminiferas

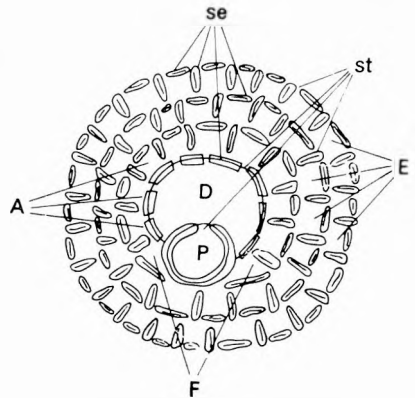
L = lateral layers, E = equatorial layer

laterális rétegek (1. ábra). A laterális réteg jól vizsgálható a váz felszínén, ugyanakkor az equatoriális réteget a vizsgálathoz fel kell tární. Az orbitoid Foraminiferák kutatói e célra vékonyecsiszolatokat alkalmaztak. Ez a módszer eléggé fáradtságos, amellet nagyon lassú is, ha figyelembe vesszük, hogy az equatoriális réteg átlagos vastagsága 0,05 mm és emellet nem is fekszik mindig vízszintes síkban.

Az Orthophragmináknál a meghatározások főképp külső bélyegek alapján történtek, a ritka equatoriális metszetek inkább csak kiegészítésül szolgáltak a fajleírásokhoz. Véleményem szerint ez a döntő oka annak a nagyfokú rétegtani értékelésbeli eltérésnek, melyet az 1. táblázat szemléltet, hisz az összes többi nagy Foraminifera meghatározása elsősorban belső szerkezeti jegyeik alapján történik, ennek megfelelően rétegtanilag nagyon értékesek.

Az equatoriális réteg feltárásának új módszere tulajdonképpen nem is új, hiszen lényegében megegyezik a Nummulitidaek szét pattintásának több mint száz éve ismert módszerével: a vizsgálandó egyedeket kombinált fogó segítségével pattintjuk szét úgy, hogy az equatoriális réteg merőlegesen álljon a fogó pofáira. Ez a művelet az esetek kb. 75%-ában sikerrel jár: a fajmeghatározásban döntő szerepet játszó embrió és közvetlen környéke (2. ábra) vizsgálható. Ugyanakkor, különösen nagy és vékony példányok esetében (pl. bordás Discocyclinák — II. tábla 1.) a váz szélei letöredezhetnek, vizsgálataim szerint azonban ez nem befolyásolja a meghatározást.

A szét pattintott két felház így csak akkor vizsgálható, ha a váz üres (1. tábla



2. ábra. A megaszférikus

Orthophragmina-embrió és közvetlen környékének szerkezeti vázlata equatoriális metszetben

P = protoconch, D = deuteroconch, F = fő auxiliáris kamrák, A = adauxiliáris (deuteroconch körüli) kamrák, E = equatoriális kamrák, se = szeptumok, st = sztolonok

Fig. 2. Structural scheme of megasphepherical orthophragmid nucleocoenoch and its immediate neighbourhood in equatorial section

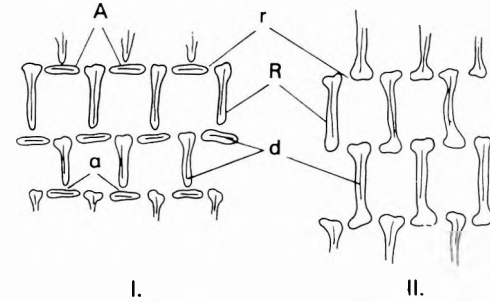
P = protoconch, D = deuteroconch, F = main auxiliary chambers, A = adauxiliary chambers (surrounding the deuteroconch), E = equatorial chambers, se = septa, st = stolons



1–2.), illetve, ha valamilyen érces ásvánnyal (vasokker, markazit stb.) van kitöltve (I. tábla 3. és III. tábla). Gyakoribb eset, amikor az elsődleges kalcitvázban másodlagos kalcit- vagy glaukonitkitöltés van. Ilyenkor B. T. GOLEV (1960) módszerét alkalmaztam: a vázat vagy a *Rodamin C* nevű lila festékkel, vagy a szovjet kiskereskedelmi forgalomban kapható *Raduga-2* márkájú lila töltőtolltintával (GOSZT-6-15-78-73) festettem meg, hogy az beivódjon a kalcitos és glaukonitos kitöltődésekbe, ugyanakkor az elsődleges

kalcitvázat ne fesse meg. A lila tinta előnye az is, hogy a kitöltő anyagba beivódva a víz már nem tudja kioldani. Így a fölösleges lila tintát vizes lemosással el tudjuk távolítani anélkül, hogy a festés hatását csökkentsenék. A kellően kimosott példányokat vízzel cseppentve vizsgálhatjuk sztereomikroszkóp vagy ércmikroszkóp alatt. B. T. GOLEV (1960) Nummulitidaeknél alkalmazott sósavas preparálását az orbitoid nagy Foraminiferáknál nem szabad alkalmazni, ugyanis károsítja a vékony equatoriális réteget.

Ajánlatos megfesteni egyes lelőhelyekről a kitöltetlen vázakat is a jobb kontraszthatás kedvéért, ilyenkor azonban először mindig tegyünk próbát. Ugyanis egyes, főként agyagokból származó példányok nem tűrik a festést (pl. Gan-Tuilerie, vagy



3. ábra. Az equatoriális kamarák felépítése a Discocyclinidaeknél (I) és az Asterocyclinidaeknél (II)

A = annuláris szeptumok, R = radiális szeptumok, d = sötét vonalak, a = annuláris sztolon, r = radiális sztolon

Fig. 3. Structure of equatorial chambers at the Discocyclinidae (I) and Asterocyclinidae (II)

A = annular septa, R = radial septa, d = dark lines, a = annular stolon, r = radial stolon

a Dorogi-medence *Nummulites subplanulatus* tartalmazó rétegei esetében). Vízet se a festett, se a festetlen üres vázú példányokra ne cseppentsünk.

Különösen a kalcittal kitöltött festett példányok belső szerkezete tanulmányozható kitűnően a fent leírt preparálás után, hisz az összes szerkezeti elemek (3. ábra) jól látszanak, beleértve a sztolonrendszert és az ún. sötét vonalakat (dark line) is (I. tábla 4–6. és II. tábla 1–4. és 6.). Ez segített például kideríteni azt, hogy míg a Discocyclinidaek egy kamarájának 6 sztolonja van, addig az Asterocyclinidaeknél ez a szám csak 4, mivel náluk hiányzik az ún. annuláris sztolon és az annuláris szeptum is. Jelentősen különbözik mikroszférájuk felépítése is (I. az I. tábla 6. ill. a II. tábla 5–6. ábráját).

Másik nagy előnye a módszernek a mikroszférás egyedek kezdőkamráinak vizsgálati lehetősége, hisz ezt különösen nehéz vékonycsiszolattal feltárni, mivel a kezdőkamra átmérője nem nagyobb 0,02 mm-nél. Sajnos kalcittal kitöltött vázú példányok esetében a mikroszférás kezdőkamrák megfestése elég nehéz, bár nem reménytelen (I. tábla 6. és II. tábla 6.). Üres vagy érces ásvánnyal kitöltött vázak esetében azonban nincs ilyen nehézség (II. tábla 5. és III. tábla 4–5.).

Az equatoriális réteg fényképezése ércmikroszkóppal történik, úgy, hogy a fényképezendő példányt plasztilinba ágyazva vízszintesre állítjuk az ércmikroszkópiában használatos montírozó készülékkel. A plasztilinba ágyazásnál vigyázzunk, mert erre a különböző lelőhelyről származó példányok különböző-

képpen reagálnak, van amelyik erősen megszívja magát a plasztilinban levő olajjal és ekkor erősen csökken a fotóhatás. Ebben az esetben más megoldást kell keresni. A kalcittal vagy glaukonittal kitöltött és lilára festett példányokra cseppentsünk vizet a nemkívánatos fényeffektusok elkerülése végett. Az egyéb (vasokker stb.) kitöltésű, festetlen, illetve a kitöltetlen, festett vagy festetlen példányokra nem szabad vizet cseppenteni.

### IRODALOM

- BIEDA F. 1963: Duze otwornice eocenu tatrzańskiego. — *Inst. Geol. Prace.* 37. pp. 1–215.
- GOLEV B. T. 1960: Preparirovanie i okrasivanie rakovin nummulitov. — *Vopr. Mikropal.* 3.
- KÉCSKEMÉTI T. 1959: Die Discocycliniden des südlichen Bakonygebirges. — *Ann. Hist. Nat. Mus. Nat. Hung.* 51. pp. 31–84.
- LESS GY. 1976: Metod izucsenija vnutrennego sztroenija eocenovüh orbitoidov. — *Izv. Vüzs. Ucsesn. Zaved. Geol. i razv.* 7. p. 178.
- NEUMANN M. 1958: Révision des Orbitoidides du Crétacé et de l'Écène en Aquitaine Occidentale. — *Mém. Soc. Géol. France.* 37. Mém. 83. pp. 1–174.
- PORTNAJA V. L. 1974: Diszkociklinü eocenovüh otlozsenuj Krüma i ih biosztratigrafiicseszkoje znacsenie. — *Moszk. obscs. iszp. prir. Izd. MGU.* pp. 1–176.
- SIROTTI A. 1978: Discocyclinidae from the Priabonian type-section (Lessini Mountains, Vicenza, Northern Italy). — *Boll. Soc. Pal. Ital.* 17. 1. pp. 49–67.
- SCHWEIGHAUSER J. 1953: Mikropaläontologische und stratigraphische Untersuchungen im Paleocaen und Eocaen des Vicentin mit besonderer Berücksichtigung der Discocyclinen und Asterocyclinen. — *Schweiz. Paläont. Abhandl.* 70. pp. 3–97.

### NEW METHOD FOR THE EXAMINATION OF EQUATORIAL SECTIONS OF LARGER ORBITOID FORAMINIFERA

by  
GY. LESS

Since 1974, when this work was started, the author has regarded as his principal task to prove whether *Orthophragmina* species were really so much persistent during the Eocene, as was assumed by specialists of *Orthophragmina* in the second half of our century (Table 1). It would be inconsistent with the fact that all the other larger Foraminifera (*Fusulinae*, *Orbitolinae*, *Nummulitidae* etc.) are extremely suitable for stratigraphic purposes. Why should these very *Orthophragminae* be an exception to the rule?

According to the author's studies—which will be published in detail later on—the above-mentioned persistence is only apparent, resulting from unsuitable techniques, which means that all the other determinations of larger Foraminifera are carried out mainly on the basis of their inner structural features. In this study a method is described fitting not only to *Orthophragminae*, but also to other larger orbitoid Foraminifera, as it was tested on *Lepidocycli-*

nae by the author himself (see the figures in Plate III). Since the Upper Cretaceous larger orbitoid Foraminifera do not differ in this regard from the Paleogene forms, the preparation techniques could be applied also to the latter.

The common characteristic of larger orbitoid Foraminifera is the thin, cyclical equatorial layer, surrounded by symmetrically arranged lateral layers (Fig. 1). The lateral layers can be studied very well on the surface of the test, however the equatorial layer has to be exposed to study. To this end, the specialists used thin sections. Beside being tiresome, this method is also very slow, if we take into consideration that the mean thickness of the equatorial layer is 0.05 mm and, on top of that, it does not lie always in a horizontal plane.

The new method of recovering the equatorial layer is properly not a new one, as it roughly agrees with the splitting of Nummulitidae known for more than a hundred years now: the specimen will be splitted by the aid of universal pliers so as to get the equatorial layer placed at right angle to the pliers' jaws. In 75% of the cases, this technique is efficient enabling to examine the nucleoconch, of diagnostic value in the determination of species and its immediate surroundings (Fig. 2). At the same time, especially in the case of very large and thin specimens (e. g. ribbed *Discocyclinae*, Pl. II, Fig. 1) the marginal part of the test may break off, but as observed by the author, this has no effect on their determination.

The test splitted into two halves can be readily studied if it is empty (Pl. I, Figs. 1–2), or filled with some ore mineral (iron ocher, marcasite etc.) (Pl. I, Fig. 3 and Pl. III). More frequently, in the primary calcite test a secondary calcitic or glauconitic infilling occurs. In such cases, the method of B. T. GOLEV (1960) was used: the test was painted by *Rodamin C* violet or by Soviet-made *Raduga-2* (purple) ink (GOST-6-15-78-73), to get the calcitic and glauconitic infillings painted, but have the primary calcite test intact. The ink has the advantage that, once got fixed in the infilling, it cannot be solved by water anymore and excess can be washed away without its colouring effect being reduced. If a little drop of water is put on the specimens, they can readily be analyzed under stereomicroscope or ore-microscope.

For gaining a better contrast also the empty tests may be coloured, in such a case, however, a test must to be done first. No water should be dropped either on painted or unpainted empty specimens.

After the above preparation of the material, especially the inner structure of the specimens with painted calcite infilling can be analyzed very well, as all the elements (Fig. 3), included the stolon system and the so-called dark line, become visible (Pl. I, Figs. 4–6 and Pl. II, Figs. 1–4 and 6). This has helped the author in determining that in *Discocyclinidae* one chamber includes 6 stolons, while in *Asterocyclinae* their number is 4, as both annular stolon and the annular septum are absent here. Significant is also the difference regarding their microsphere (Pl. I, Fig. 6, and also Pl. II, Figs. 5–6).

Another advantage of this method is that the protoconch of microspherical specimens may be analyzed too, as it is extremely difficult to prepare a thin section from it (its diameter being not more than 0.02 mm). In specimens filled with calcite, to paint the microspherical protoconch may be difficult, though not hopeless (Pl. I, Fig. 6 and Pl. II, Fig. 6). In case of empty tests or once filled with ore mineral, however, no difficulty of this kind is faced (Pl. II, Fig. 5 and Pl. III, Figs. 4–5).

For photographing the equatorial layer the specimen has to be put in the ore microscope horizontally, mounted in plastiline, with the aid of a mounting device (used in ore microscopy). While mounting in plastiline care should be taken as specimens from different localities may react differently to this material.

---

*Table 1.* Stratigraphic ranges of Discocyclinidae and Asterocyclinidae most frequent in the literature, as suggested by different authors

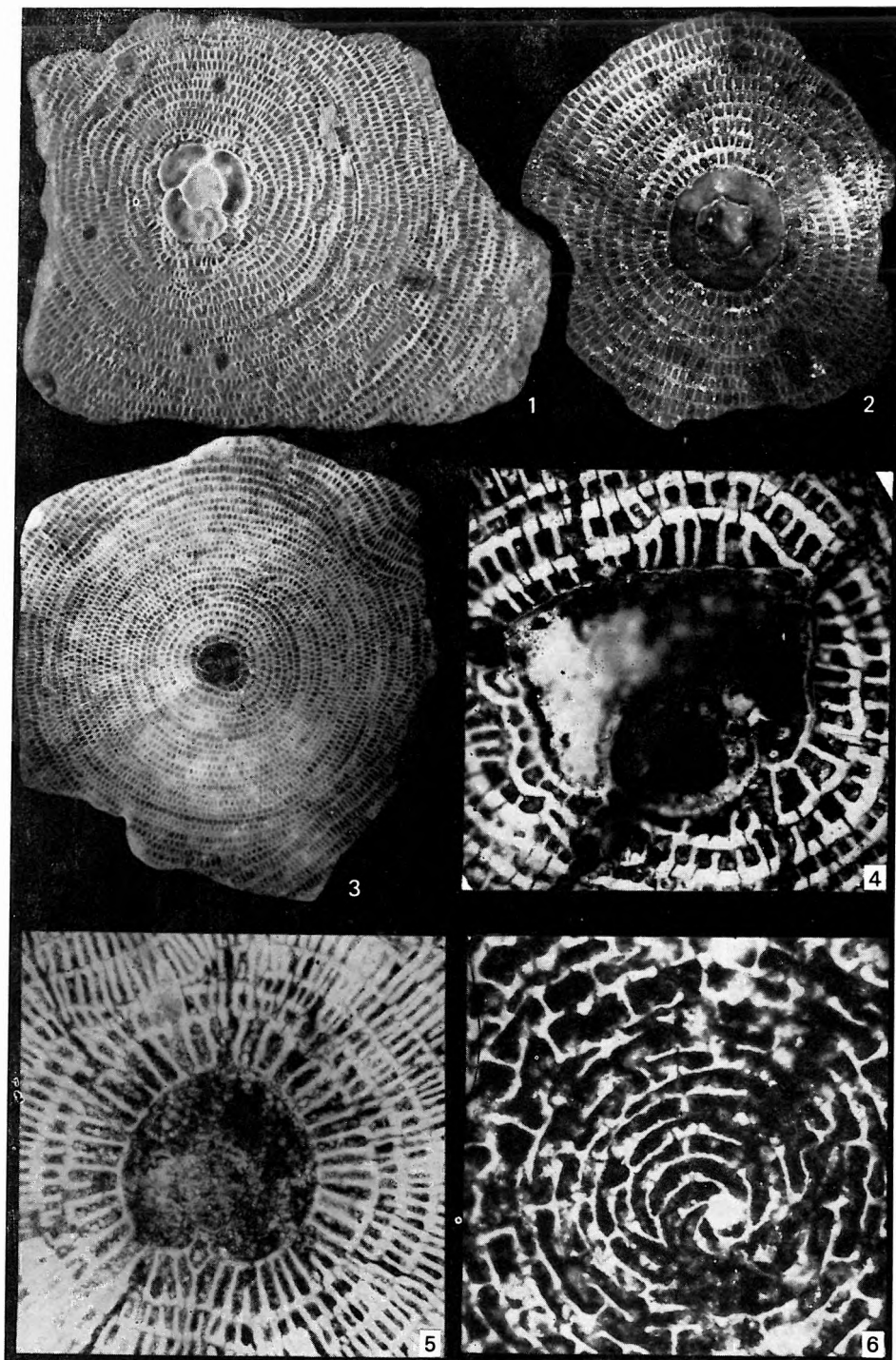
1. SCHWEIGHAUSER (1953) — N Italy, 2. NEUMANN (1958) — W Aquitain, 3. KECSKEMÉTI (1959) — S Bakony, 4. BIEDA (1963) — Tatra Mts, Poland, 5. PORTNAJA (1974) — Crimea (data modified after the new subdivision of the Crimean stratotype section), 6. SIRONOTTI (1978) — Priabona (stratotype section). D = Discocyclina, Ak. = Aktinocyclina, Ast. = Asterocyclina

## I. tábla — Plate I

1. *Discocyclina pseudoaugustae* PORTNAJA A-forma, equatoriális metszet. 22×  
Dikilitas (Bulgária), alsó-eocén
2. *Discocyclina fortisi* (D'ARCHIAC) A-forma, equatoriális metszet. 30×  
Bahcsiszaráj (Krím), „szimferopoli emelet” legalja (= középső-cuisi alemelet), mészmárga
3. *Discocyclina appplanata* (GÜMBEL) A-forma, equatoriális metszet. 30×  
Ajka—Zsófia-puszta üzemi út bevágása a Szőke-forrás fölött, felső-lutéciai alemelet, glaukonitos mészmárga
4. *Discocyclina dispansa* (SOWERBY) A-forma embriója. 125×  
Ajka—Zsófia-puszta üzemi út bevágása a Szőke-forrás fölött, felső-lutéciai alemelet, glaukonitos mészmárga
5. *Discocyclina pratti* (MICHELIN) A-forma embriója. 63×  
Dudar, Sűrű-hegy, felhagyott kőfejtő, felső-lutéciai alemelet glaukonitos mészmárga
6. *Discocyclina appplanata* (GÜMBEL) B-forma kezdőkamrái. 200×  
Ajka—Zsófia-puszta üzemi út bevágása a Szőke-forrás fölött, felső-lutéciai alemelet, glaukonitos mészmárga

\* \* \*

1. *Discocyclina pseudoaugustae* PORTNAJA form A, equatorial section. 22×  
Dikilitas (Bulgaria), Lower Eocene
2. *Discocyclina fortisi* (D'ARCHIAC) form A, equatorial section. 30×  
Bahchisaray (Crimea), “Simferopol Stage” lowermost part (= Middle Cuisian Substage), calcareous marl
3. *Discocyclina appplanata* (GÜMBEL) form A, equatorial section. 30×  
Ajka—Zsófia-puszta factory's road-cut above the Szőke spring, Upper Lutetian Substage, glauconitic calcareous marl
4. *Discocyclina dispansa* (SOWERBY) form A, nucleoconch. 125×  
Ajka—Zsófia-puszta factory's road-cut above the Szőke spring, Upper Lutetian Substage, glauconitic calcareous marl
5. *Discocyclina pratti* (MICHELIN) form A, nucleoconch. 63×  
Dudar, Sűrű Mts. abandoned quarry, Upper Lutetian Substage, glauconitic calcareous marl
6. *Discocyclina appplanata* (GÜMBEL) form B, protoconch. 200×  
Ajka—Zsófia-puszta factory's road-cut above the Szőke spring, Upper Lutetian Substage, glauconitic calcareous marl

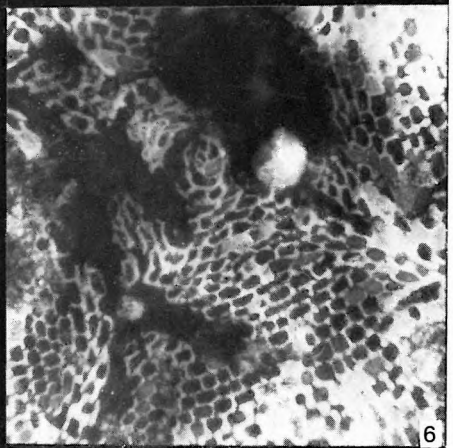
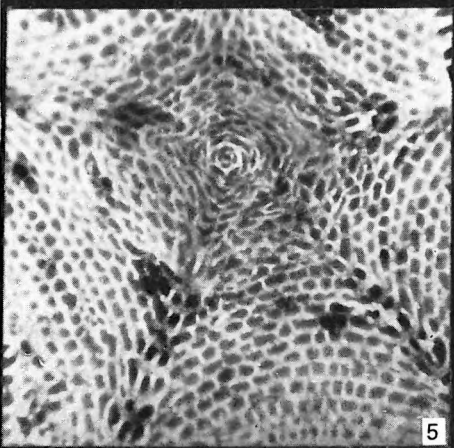
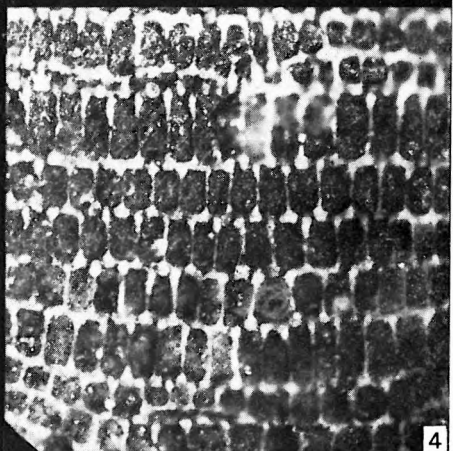
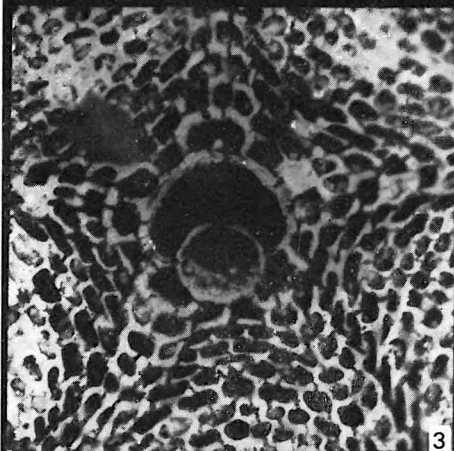
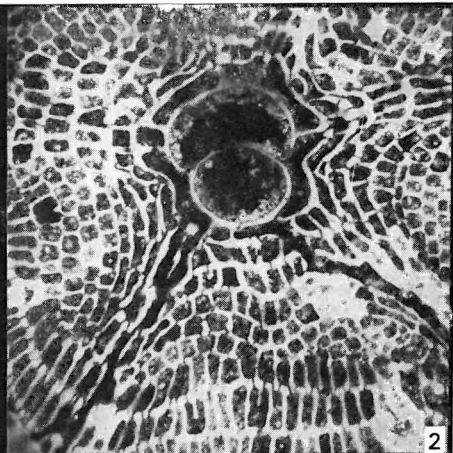
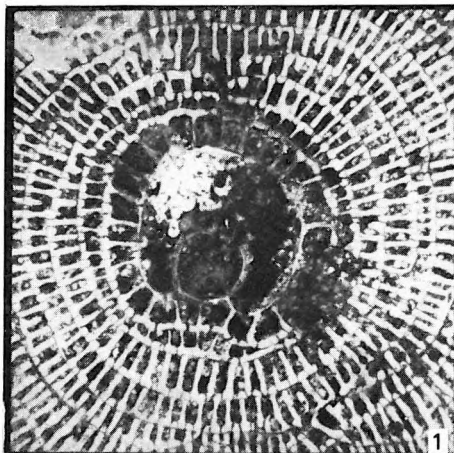


## II. tábla — Plate II

1. *Discocyclus radians* (D'ARCHIAC) A-forma embriója. 63×  
Ajka, Cséki-árok teteje a Jókai-aknától Ny-ra, felső-lutéciai alemelet, márgás mészkő
2. *Asterocyclus alticostata* (NUTTALL) A-forma embriója. 63×  
Ajka, Cséki-árok teteje a Jókai-aknától Ny-ra, felső-lutéciai alemelet, márgás mészkő
3. *Asterocyclus stellata* (D'ARCHIAC) A-forma embriója. 125×  
Ajka—Zsófia-puszta üzemi út bevágása a Szőke-forrás fölött, felső-lutéciai alemelet, glaukonitos mészmárga
4. *Asterocyclus alticostata* (NUTTALL) A-forma equatoriális kamrái. 125×  
Ajka—Zsófia-puszta üzemi út bevágása a Szőke-forrás fölött, felső-lutéciai alemelet, glaukonitos mészmárga
5. *Asterocyclus stellata* (D'ARCHIAC) B-forma equatoriális metszete. 80×  
Siest (DNy-Franciaország), Couches de Siest et Orist (Szóts E. gyűjtése), középső- és felső-eocén határról.
6. *Orbitoclypeus patellaris* (SCHLOTHEIM) B-forma equatoriális metszete. 80×  
Ajka, Cséki-árok közepe a Jókai-aknától Ny-ra, felső-lutéciai alemelet, glaukonitos mészmárga

\* \* \*

1. *Discocyclus radians* (D'ARCHIAC) form A, nucleoconch. 63×  
Ajka, top of the Cséki graben, west of the Jókai shaft, Upper Lutetian Substage, marly limestone
2. *Asterocyclus alticostata* (NUTTALL) form A, nucleoconch. 63×  
Ajka, top of the Cséki graben, west of the Jókai shaft, Upper Lutetian Substage, marly limestone
3. *Asterocyclus stellata* (D'ARCHIAC) form A, nucleoconch. 125×  
Ajka—Zsófia-puszta factory's road-cut above the Szőke spring, Upper Lutetian Substage, glauconitic calcareous marl
4. *Asterocyclus alticostata* (NUTTALL) form A, equatorial chambers. 125×  
Ajka—Zsófia-puszta factory's road-cut above the Szőke spring, Upper Lutetian Substage, glauconitic calcareous marl
5. *Asterocyclus stellata* (D'ARCHIAC) form B, equatorial section. 80×  
Siest (SW France), Couches de Siest et Orist (collected by E. Szóts), Middle—Upper Eocene boundary
6. *Orbitoclypeus patellaris* (SCHLOTHEIM) form B, equatorial section. 80×  
Ajka, centre of the Cséki graben, west of the Jókai shaft, Upper Lutetian Substage, glauconitic calcareous marl





## III. tábla — Plate III

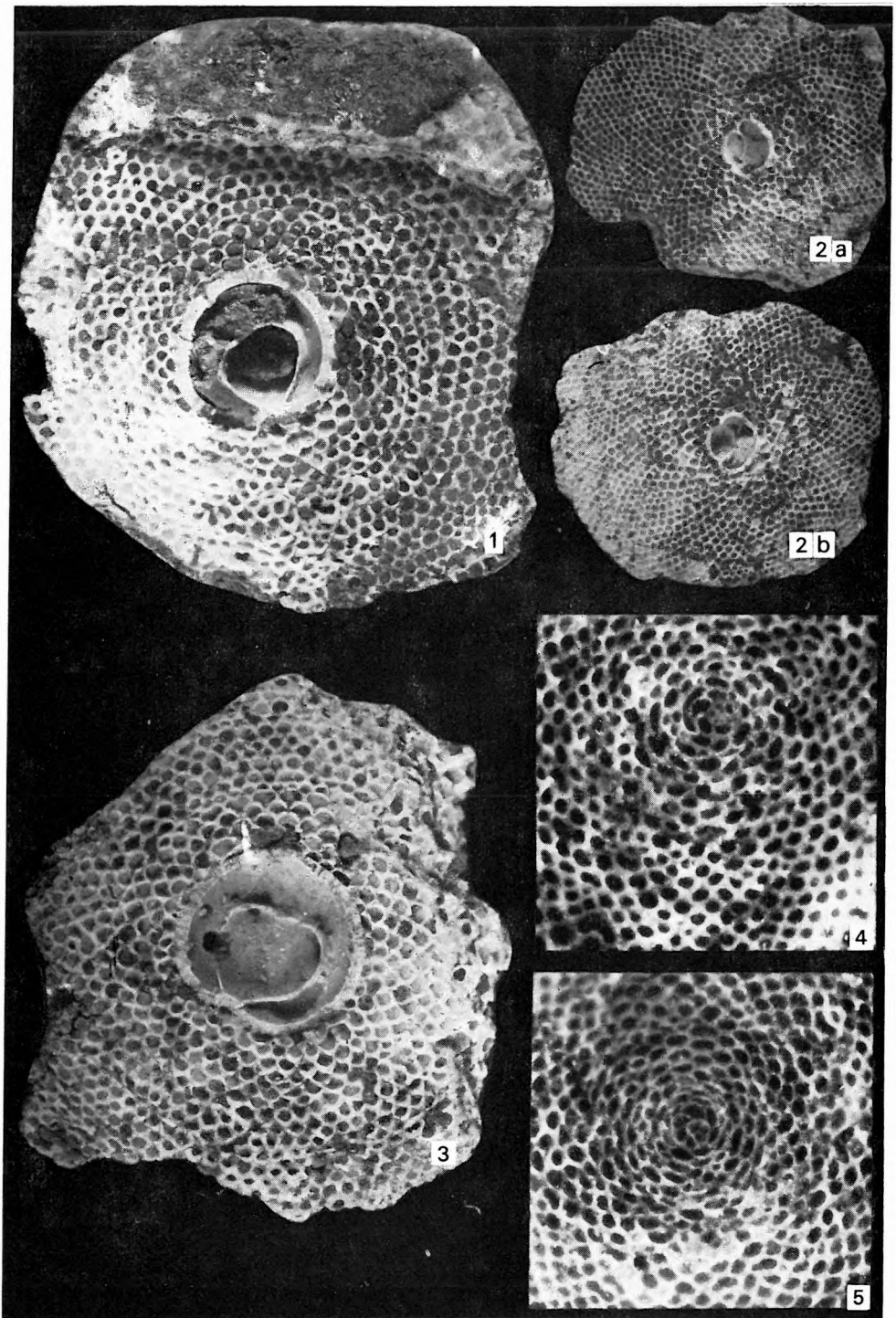
1. *Lepidocyclina (Eulepidina) dilatata* (MICHELOTTI) A-forma equatoriális metszete. 22×
- 2a—b. *Lepidocyclina (Nephrolepidina) tournoueri* (LEMOINE et R. DOUVILLÉ) A-forma equatoriális metszetei. 22×  
Egyazon példány kettépattintott két fele
3. *Lepidocyclina (Eulepidina) dilatata* (MICHELOTTI) A-forma equatoriális metszete. 22×
4. *Lepidocyclina (Nephrolepidina) tournoueri* (LEMOINE et R. DOUVILLÉ) B-forma equatoriális metszete. 80×
5. *Lepidocyclina (Nephrolepidina) tournoueri* (LEMOINE et R. DOUVILLÉ) B-forma equatoriális metszete. 80×

Az ábrázolt példányok származási helye Escornebéou (DNy-Franciaország), felső-oligocén (Szóts E. gyűjtése)

\* \* \*

1. *Lepidocyclina (Eulepidina) dilatata* (MICHELOTTI) form A, equatorial section. 22×
- 2a—b. *Lepidocyclina (Nephrolepidina) tournoueri* (LEMOINE et R. DOUVILLÉ) form A, equatorial sections. 22×  
The two splitted halves of the same specimen
3. *Lepidocyclina (Eulepidina) dilatata* (MICHELOTTI) form A, equatorial section. 22×
4. *Lepidocyclina (Nephrolepidina) tournoueri* (LEMOINE et R. DOUVILLÉ) form B, equatorial section. 80×
5. *Lepidocyclina (Nephrolepidina) tournoueri* (LEMOINE et R. DOUVILLÉ) form B, equatorial section. 80×

Locality of the specimens: Escornebéou (SW France), Upper Oligocene (collected by E. Szóts)





## A HASZNOSI FELSŐ-MIOCÉN GERINCES LELŐHELY KORA EMLŐS-ZONÁCIÓ ALAPJÁN

KORDOS LÁSZLÓ

A közlemény az első magyarországi miocén gerinces fauna-lelőhely előzetes fajlistáját és emlős zóna-besorolását tartalmazza. A hasznosi Vár-hegy K-i végében feltárt szárazföldi tufás diatomaföldből 13 fajt lehetett meghatározni, amelyek a P. MEIN (1975)-féle neogén emlős-zonáció rendszerben az MN 6.—7.-nek felelnek meg. A Középső-Paratethys területén e zonáció a bádenien — szarmatiennel korrelálható.

Magyarországon 1976-ban 71 db miocén ősgerinces lelőhelyet tartottunk számon. Az eddigi makro-leletek nem alkottak faunát, mert az egy lelőhelyen kimutatott fajok száma ötnél mindenütt kevesebb (KORDOS I. 1976).

A hazai miocén ősgerinces-kutatásra jellemző jelenség elsősorban abból a tudománytörténeti tényből adódott, hogy a magyar ősgerinces-kutatás figyelmé a pleisztocénre, majd a pannonra (pliocénre) terjedt ki. Idősebb képződmények részletes kutatása még akkor sem indult meg, amikor pl. az európai jelentőségű, rendkívül gazdag középső-oligocén bodajki fauna felszínre került. Céltudatos rétegtani kutatás hiányában csak a szórványleleteket regisztráltuk, vagy egyes — rendszertanilag vagy rétegtanilag fontos — leleteket dolgoztunk fel.

A biztató külföldi sikerek hatására célszerűnek látszott a hazai ilyen irányú kutatások revízióját is elvégezni. Az 1979. évi VII. Nemzetközi Mediterrán Neogén Kongresszus athéni ülésén HÁMOR Géza igazgatótól feladatul kaptam, hogy a revíziót, valamint az új szemléletű kutatásokat elkezdjem, a hazai mikrogerinces kronosztratigráfiai skála felállításának igényével.

Szárazföldi gerincesek, elsősorban kisémlős-maradványok felhalmozódására idősebb neogén képződményekben — barlangi előfordulás hiányában — nyíltszíni, szerencsés körülmények között lerakódott üledékeket kell számításba venni. Szárazföldi emlősök csontjai elsősorban egykori mocsarakban, lagúnákban, deltaüledékekben, torkolatokban, ártéri kifejlődésekben várhatók. A rétegtani korreláció szempontjából lényeges kérdés, hogy a lelőhelyen együttesen fordulnak-e elő tengeri és szárazföldi maradványok. A legfrissebb, e szempontoknak eleget tevő lelőhelynek a hasznosi (Ny-Mátra) bizonyult, ahonnan RAKOVITS Z. 1974. évi bejelentése nyomán KRETZIO M. (1974) egy *Palaeome-ryx eminens* fogat és *Testudo* sp. töredékeket tudott leírni. Többszörű terepbejárás után 1975-ben sikerült a lelőhelyet azonosítanom, majd a csontfeldúsulást 1979-ben megtalálni.

A Hasznosról (Nógrád megye) Mátrakeresztesre vezető régi műút 8. kilométerkövénel, a hasznosi Vár-hegy oldalában levő kis feltárás már régóta is-

mert. HAJÓS M. (1968) térképen is jelezte és leírta: „Hasznostól K-re, a Kövicses-patak jobb partján a középső andezit összlet láva-, agglomerátum- és tufaszintjére diszkordanciával diatomás tufit és tufás diatomaföld rétegek települnek”. KRETZOI M. rövid ismertetésében (1974) a lelőhely tévesen szerepel, mert a leletek nem a Pásztó és Hasznos közötti út bevágásából származnak.

A fehér színű, porló, tufás diatomaföld szórványosan is tartalmaz csontleleteket, de egy közel függőleges, 5–10 cm széles sávban teknőspáncélok tömege bizonyítja a tényleges lelőhelyet. Az 1979. őszén, több alkalommal begyűjtött kb. 400–500 kg üledék fagyasztása, vegyi kezelése, iszapolása, majd részleges válogatása után egyelőre az alábbi szárazföldi gerinceseket lehetett kimutatni:

1. *Testudo* sp. (tömeges)
2. Soricidae indet. 1 db (kis méretű)
3. cf. *Talpa minuta* BLANVIELLE 3 db
4. Sciuridae indet. 1 db
5. *Csákváromys* („*Spermophilinus*”) sp. indet. 1 db
6. *Microdyromys* cf. *miocenicus* (BAUDELLOT) 1 db
7. *Depérelomys* cf. *rhodanicus* (DEPÉRET) 5 db
8. *Democricetodon minor* (LARTET) 4 db
9. *Dorcatherium* sp. 1 db
10. *Palaeomyx* sp. I. 1 db
11. *Palaeomyx* sp. II. 3 db
12. *Palaeomyx eminens* VON MEYER 1 db
13. *Heteroprox elegans* (LARTET) 1 db

A fajlista a teljes feldolgozás során jelentősen gyarapodni fog. A felsorolt kizárólag szárazföldi alakok mellett tengeri cápa- és rájafogak is előkerültek. A hasznosi fauna az első hazai, kisemlősöket is tartalmazó, modern gyűjtésű miocén gerinces együttes, eddig előkerült fajai is tartalmaznak már olyan alakokat, amelyek alkalmasak biosztratigráfiai értékelésre és korrelálásra. A tufás diatomaföld hasznosi lelőhelye szárazföldön rakódott le vizes, mocsári környezetben. A tengeri képződmények (diatomaföld és tengeri gerincesek) szárazföldi áthalmozódásúak.

A *Microdyromys miocenicus* csehszlovákiai lelőhelyeken csak az ottnangien, kárpátien és bádénien emeletek képződményeiben található (O. FEJFAR 1974). A *Democricetodon minor* törzsalakja a bádénienre jellemző (I. ČIČHA – V. FAHLBUSCH – O. FEJFAR 1972). Ugyanez a faj I. K. GABUNIA (1979) szintézise szerint az Astaracium elejére, a Központi-Paratethys területén a bádénien elejére, a Keleti-Paratethys területén pedig a Csokrak Formációra jellemző. A *Cricetodon* s. l. csoportba tartozó *Depérelomys* cf. *rhodanicus* P. MEIN (1975) szerint, az általa kidolgozott emlős-zonáció jelölésrendszerében (MN) a 4b zónában (ottnangien) jelenik meg és a 6. zónában (bádénien) lesz jellemző. A kontinensen valószínűleg már a MN 3. – 4. -ben megjelenik, amely az orleanien és vallesien határát jelzi (H. DE BRUIJN – J. ALBERT – A. J. VAN DEN MEULEN 1979). A nagyemlősök közül a korábban közölt *Palaeomyx eminens* fajlőtője a bádénientől az alsó-pannonig tart (KRETZOI M. 1974). A *Dorcatherium* sp. jelenléte csak annyit jelent, hogy e nemzetség az alsó-pannon közepén (Eppelsheimium) kihal, így annak kora „felülről” limitált (KRETZOI M. et al. 1974).

A szép, jellemző agancstöréddel reprezentált *Heteroprox elegans* nemzetségének első megjelenése P. MEIN (1975) szerint az MN 6. zónában történt.

A jellemző fajok alapján tehát egyértelműen megállapítható, hogy a hasznosi tufás diatomaföld a P. MEIN által 1975-ben felállított neogén emlős zónációban az MN 6. – 7. zónának felel meg.

Az MN 6.—7. zóna a szárazföldi rétegtan rendszerében az aragoniennek: a Középső-Paratethys területén a bádénien—szarmatien határidőszakának, a Keleti-Mediterráneumban a serravalliennek felel meg (V. FAHLBUSCH 1976, I. CÍCHA—V. FAHLBUSCH—O. FEJFAR 1972, L. BENDA—J. E. MEULENKAMP 1979, G. RABEDER—F. STEININGER 1975). Az MN 6.—7. zóna L. BENDA és J. E. MEULENKAMP (1979) korrelációs táblázatában kb. 14 millió évvel ezelőttre tehető. Az észak-magyarországi harmadidőszaki vulkanitok radiometrikus kor áttekintésében a Mátrai Vulkanit Formáció átlagolt K-Ar értéke 13.5 millió évnél adódott (HÁMOR G.—BALOGH K.—RAVASZ-BARANYAI L. 1976). Az újabb, hazai K-Ar koradatokat értékelő szintézisben a bádénien átlagolt kora 14,5 millió év, amely megfelel a CPN 8. zónának, a vulkáni tevékenységet pedig az újstájer orogén fázis hozta létre. A bádénien képződményeket „alulról” a  $16,4 \pm 0,8$  millió éves középső riolittufa, „felülről” a  $13,7 \pm 0,8$  millió éves felső riolittufa zárja közre (HÁMOR G.—RAVASZ-BARANYAI L.—BALOGH K.—ÁRVA-SÓS E. 1979).

Az első hazai, modern gyűjtésű gerinces faunával végzett emlős-zonáció besorolást későbbiekben a gerincesek szempontjából potenciális képződmények vizsgálatával kívánjuk bővíteni, a szárazföldi képződmények pontosabb korrelálása érdekében.

## IRODALOM

- BENDA L.—MEULENKAMP J. E. 1979: Biostratigraphic correlations in the Eastern Mediterranean Neogene. 5. Calibration of sporomorph associations, marine microfossil and mammal zones, marine and continental stages and the radiometric scale. — Ann. Geol. Pays. Hellén. Hors Série. 1. pp. 61—70.
- BRUIJN H. DE—ALBERT J.—MEULEN A. J. VAN DEN 1979: A review of the Neogene Rodent succession in Greece. — Ann. Geol. Pays. Hellén. Hors Série. 1. pp. 207—218.
- CÍCHA I.—FAHLBUSCH V.—FEJFAR O. 1972: Die biostratigraphische Korrelation einiger jungtertiärer Wirbeltierfaunen Mitteleuropas. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 140. 2. pp. 129—145.
- FAHLBUSCH V. 1976: Report on the International Symposium on mammalian stratigraphy of the European Tertiary. — Newsl. Stratigr. 5. 2/3. pp. 160—167.
- FEJFAR O. 1974: Die Eomyiden und Cricetiden (Rodentia, Mammalia) des Miozäns der Tschechoslowakei. — Palaeontogr. Abt. A. 146. pp. 100—180.
- GABUNIA L. K. 1979: Biostratigraphic correlations between the Neogene land mammal faunas of the East and Central Paratethys. — Ann. Geol. Pays. Hellén. Hors Série. 1. pp. 413—424.
- HAJÓS M. 1968: Mátraalja miocén üledékeinek Diatómái. — Geol. Hung. Ser. Pal. 37. pp. 1—401.
- HÁMOR G.—BALOGH K.—RAVASZ-BARANYAI L. 1976: Az észak-magyarországi harmadidőszaki formációk radiometrikus kora. — Földt. Int. Évi Jel. 1976-ról, pp. 61—76.
- HÁMOR G.—RAVASZ-BARANYAI L.—BALOGH K.—ÁRVA-SÓS E. 1979: K/Ar dating of Miocene pyroclastic rocks in Hungary. — Ann. Geol. Pays. Hellén. Hors Série. 11. pp. 491—500.
- KORDOS L. 1976: Magyarország eocén, oligocén és miocén ősgerinces lelőhelyei. — Földt. Int. Évi Jel. 1976-ról, pp. 291—295.
- KRETZOI M. 1974: Fontosabb szórványleletek a MÁFI Gerinces-gyűjteményében (I. közlemény). — Földt. Int. Évi Jel. 1974-ről, pp. 415—429.
- KRETZOI M.—KROLOPP E.—LŐRINCZ H.—PÁLFALVY I. 1974: A rudabányai alsópannóniai prehominidálás lelőhely flórája, faunája és rétegtani helyzete. — Földt. Int. Évi Jel. 1974-ről, pp. 365—394.

- MEIN P. 1975: Biozonation du Néogène méditerranéen à partir des mammifères. — Report on activity of R. C. M. N. S. working groups, pp. 78—81. Bratislava.
- RABEDER G.—STEININGER F. 1975: Die direkten biostratigraphischen Korrelationsmöglichkeiten von Säugetierfaunen aus dem Oligo/Miozän der Zentralen Paratethys. — VIth Congr. Reg. Com. Medit. Neogene Stratigraphy. pp. 177—182.

## THE AGE OF THE UPPER MIOCENE VERTEBRATE LOCALITY OF HASZNOS IN TERMS OF MAMMAL ZONATION

by  
L. KORDOS

In Hungary in 1976 a total of 71 localities of Miocene palaeovertebrates were in record. The macro-finds known hitherto did not form a fauna, as the species identified in any locality were less than five in number (L. KORDOS 1976).

In older Neogene formations, because of the lack of cave occurrences, sediments deposited subaerially under lucky circumstances should be reckoned with as possible sites for accumulation of terrestrial vertebrates and, first of all, smaller mammal remains. Bones of terrestrial mammals are expected to occur primarily in one-time marshes, lagoons, deltaic sediments, placers and alluvial facies of flood-plains. Essential for stratigraphic correlation is to know whether marine and terrestrial fossils are concurrent at a locality. The locality of Hasznos, western Mátra Mts, whence in the wake of Z. RAKOVITS' declaration of 1974, M. KRETZOI (1974) was able to describe a tooth of *Palaeomeryx eminens* and fragments of *Testudo* sp., turned to be the freshest discovery. After multiple traverses the present author succeeded, in 1975, in identifying the locality and then, in 1979, finding the accumulation of bone remains there.

In a small quarry on the hillside of the Várhegy at Hasznos, by the old road leading from Hasznos (Nógrád County) to Mátrakeresztes, the following terrestrial vertebrates could be preliminarily identified:

1. *Testudo* sp. (abundant)
2. Soricidae indet. 1 specimen (of small size)
3. cf. *Talpa minuta* BLANVIELLE 3 specimens
4. Sciuridae indet. 1 specimen
5. *Csákváromys* („*Spermophilinus*”) sp. indet. 1 specimen
6. *Microdyromys* cf. *miocaenicus* (BAUDELLOT) 1 specimen
7. *Depéretomys* cf. *rhodanicus* (DÉPÉRET) 5 specimens
8. *Democricetodon minor* (LARTET) 4 specimens
9. *Dorcatherium* sp. 1 specimen
10. *Palaeomeryx* sp. I. 1 specimen
11. *Palaeomeryx* sp. II. 3 specimens
12. *Palaeomeryx eminens* VON MEYER 1 specimen
13. *Heteroprox elegans* (LARTET) 1 specimen

With the progress of elaboration, the list of species is expected to be considerably enlarged. Beside the exclusively terrestrial forms listed the teeth of sharks and rays have also been recovered. The fauna of Hasznos is the first Miocene vertebrate assemblage of modern sampling including smaller mammals.

Forms suitable for biostratigraphic evaluation and correlation are represented even among the species found so far. The Hasznos diatomaceous earth deposit was formed in an aquatic, marshy environment. The marine elements (diatoms and marine vertebrates) are redeposited allochthonous forms.

In Czechoslovakia, *Microdyromys miocaenicus* occurs in Ottnangian, Carpathian and Badenian deposits (O. FEJFAR 1974). The basic form of *Democrice-todon minor* is characteristic of the Badenian (I. ČIČHA—V. FAHLBUSCH—O. FEJFAR 1972). The same form, according to the synthesis published by L. K. GABUNIA (1979), is characteristic of the beginning of the Astaracian, in the Central Paratethys, of the early Badenian and in the Eastern Paratethys, of the Chokrak Formation. According to P. MEIN (1975), the species belonging to the group of *Cricetodon* s. l. appears in the 4th zone (Ottnangian) in terms of the mammal zonal scale developed by him (MN), to become then characteristic in the 6th zone (Badenian). On the continent it seems to appear as early as the 3rd-4th zones marking the boundary between the Orleanian and Vallesian (H. DE BRUIJN—J. ALBERT—A. J. VAN DEN MEULEN 1979). Of the larger mammals *Palaeomeryx eminens*, a species of earlier publication, has its stratigraphic range from the Badenian to the Lower Pannonian (M. KRETZOI 1974). The presence of *Dorcattherium* sp. means quite simply that this genus got extinct at the middle of the Early Pannonian (Eppelsheimian), its age thus being delimited "from above" (M. KRETZOI et al. 1974).

The first appearance of *Heteroprox elegans*, represented by a shapely fragment of a typical antler, took place, according to P. MEIN (1975), in the MN 6th zone.

Thus, with a view to the characteristic species, it can be stated quite unambiguously that the tuffaceous diatomaceous earth of Hasznos corresponds to the MN 6th-7th zones in terms of the Neogene mammal zonation established in 1975 by P. MEIN.

The MN 6th-7th zones correspond to the Aragonian of the continental stratigraphic scale: in the Central Paratethys Realm it corresponds to the Badenian-Sarmatian boundary, in the Eastern Mediterranean to the Serravallian (V. FAHLBUSCH 1976, I. ČIČHA—V. FAHLBUSCH—O. FEJFAR 1972, L. BENDA—J. E. MEULENKAMP 1979, G. RABEDER—F. STEININGER 1975). In the correlation table of L. BENDA and J. E. MEULENKAMP (1979) the MN 6th-7th zones may correspond to about 14 m.y. before present. In an account of the absolute radiometric dates of the Tertiary volcanics of northern Hungary, an average K-Ar value of 13.5 m.y. was obtained for the Mátra Volcanic Formation (G. HÁMOR—K. BALOGH—L. RAVASZ-BARANYAI 1976). In a more recent synthesis of Hungarian K-Ar dates the average age of the Badenian is given as 14.5 m.y. which corresponds to the CPN 8th zone, and the volcanic activity is ascribed to the Late Styrian orogenic phase. The Badenian formations are bounded by the  $16.4 \pm 0.8$  m.y. old Middle Rhyolite Tuff "from below" and by the  $13.7 \pm 0.8$  m.y. old Upper Rhyolite Tuff "from above" (G. HÁMOR—L. RAVASZ-BARANYAI—K. BALOGH—E. ÁRVA-SÓS 1979).

With a view to a more exact correlation of terrestrial formations, the mammal stratigraphy based on the first Hungarian vertebrate fauna of modern sampling should be amplified in the years to come by investigation of formations looking promising from the viewpoint of vertebrate biostratigraphy.





## A VÉRTES ÉS A GERECE NYUGATI ELŐTERE PANNÓNIAI MOLLUSCA BIOZÓNÁI

KORPÁSNÉ HÓDI MARGIT

A dolgozat a Vértes és a Gerece Ny-i előterében mélyített fúrások és felszíni feltárások pannóniai Mollusca faunájának vizsgálati eredményét foglalja össze.

A vizsgálat a Molluscák társulási típusainak megállapítására, a heterópikus fáciesek kijelölésén keresztül a Mollusca zónák meghatározására irányult.

Három Mollusca zónát, azon belül 12 társulási típust különböztettünk meg:

1. *Congeria czjzeki*—*Paradacna abichi* Együttes zóna (1. táblázat)
2. *Congeria zagradiensis*—*Congeria unguilacprae* Együttes zóna (2. táblázat)
3. *Dreissena auricularis*—*Limnocardium decorum* Együttes zóna (3. táblázat)

1967-ben kezdtem Tata és környéke pannóniai rétegeinek földtani felépítésével és Mollusca faunájával foglalkozni. E munkám során 1971-ig számos fúrás és felszíni feltárás anyagát dolgoztam fel. 1974-től a M. Áll. Földtani Intézet Középhegységi Osztálya részletes földtani térképezési munkájához kapcsolódva a Vértes Ny i előteréből további 6 fúrás Mollusca vizsgálatát végeztem el.

A terület biosztratigráfiai értékeléséhez a következő fúrások vizsgálati eredményét használtam fel: Naszály Nz-1. szerkezetkutató, Dunaalmás Dat-1., Dunaszentmiklós Dszt-1., 2., Neszmély Nszt-1., Mocska Mct-2., Tárkány Trt-1., Kocs Kct-1., Kocs-3., 4., Csép 1. sz. fúrások.

A vizsgálat a Molluscák társulási típusainak megállapítására, a heterópikus fáciesek kijelölésén keresztül a Mollusca zónák meghatározására irányult. Ilyen jellegű vizsgálatok a területen eddig nem történtek.

A legfontosabb korábbi biosztratigráfiai, illetve faciológiai ismertetések SZÁDECZKY-KARDOS E. (1938), SÜMEGHY J. (1939), STRAUZ L. (1951) tanulmányaiból ismeretesek. Ők alsó-pannóniai *Congeria partschi* és felső-pannóniai *Congeria unguilacprae*, *Congeria balatonica*-s szintbe sorolt faunákat különböztettek meg, fáciesként partközeli kifejlődést állapítottak meg.

Részletesebb vizsgálati eredmény BARTHA F. — BENEDEK P.-től származik (in BARTHA 1971). A neszmélyi feltárás finomrétegtani feldolgozása során már 4 biofáciest különítettek el: szárazföldi, szárazabb — melegebb ligetes; oligohalin parti; oligo-miohalin mélyebb vízi; miohalin csendesvízű parti fáciest.

A pannóniai képződmények rövid jellemzését irodalmi adatok (JÁMBOR Á. 1976, JÁMBOR Á. — KORPÁSNÉ HÓDI M. 1974, BERNHARDT B. — GYALOG L. — KAISER M. — NAGY GY.-NÉ 1974) alapján vázolom.

A pannóniai rétegek diszkordánsan települnek oligo-miocén, illetve a hegység peremén mezozóos képződmények denudált felszínére.

Az üledékösszlet ÉNy irányú regionális dőlést mutat, 1–4°-os dőlésszöget zár be. A rétegek vastagsága a dőlés irányában növekedik.

A következő litológiai egységek különböztethetők meg (JÁMBOR Á. 1976, 1980):

1. gyöngykavics (Kisbéri Tagozat)
2. agyagmárga (Száki Tagozat)
3. agyaginárga – aleurit – homok (Somlói Tagozat)
4. agyagmárga – aleurit – homok – szenes agyag, mészmentes mocsári rétegek (Tihanyi Tagozat)

Ezek az egységek cikluskezdettel, de üledékfolytonossággal fejlődnek ki egymásból. A felső-pannóniai képződmények (3., 4. litológiai egység) területi túlterjedést, elsőkélyesedési, feltöltődési bélyegeket mutatnak az alsó-pannóniai üledékekhez képest.

### Mollusca vizsgálat, az értékelés módszere

A faunaképben fokozatos változások rögzíthetők, melyek egy vertikális szelvényben határozottan követhetők, s a fáciesváltozás-jelzésen túl meghatározott időtartammal bírnak. Egy fauna fácies- vagy korjelző értékének elbírálása horizontális kapcsolatok vizsgálatánál válik nehezzé.

A fácies törvény értelmében az egymás melletti faunaegyüttesek a fajöltő keretein belül egymás felett is elhelyezkedhetnek. Ebben az értelemben egy parti fácies fiatal típusú faunája az adott időhatáron belül egyidős lehet a medence belsejében élő idősebb típusú faunával.

Faunisztikailag a kérdést az úgynevezett „színező” elemek vizsgálatával közelítjük meg. Horizontális szelvényben vizsgáljuk a faunaegyüttesek összetételét, az egymás melletti fúrási pontokban a biofáciesek kisebb módosulását jelező Mollusca-összetétel változást, az átvezető fajokat.

A fáciesek értékelésénél BARTHA F. (1971) eredményeit, tengerkutatók irodalmi adatait (H. KUENEN 1959, V. FRETTER – A. GRAHAM 1962, L. A. ZENKEVITCH 1963), a bezáró kőzet üledékföldtani bélyegeiből levonható következtetéseket, a Mollusca társulási típusok térbeli, illetve horizontális és vertikális elterjedését, változásait vettem figyelembe.

### Mollusca zónák

#### *I. Congeria czjzeki* – *Paradacna abichi* Együttes zóna

Előfordulás: Kocs 4. sz. fúrás 162,8–95,0 m, Kocs 3. sz. f. 160,0–112,5 m, Csép 1. sz. f. 150,0–64,0 m, Naszály 1. sz. szerkezetkutató f. 266,0–162,0 m.

Bezáró kőzet: Egnemű kékeszürke agyagmárga. Szórt helyzetben szenesedett növényi törmelék található, gyakori a bakteropirit.

Jellemző fajok: *Congeria czjzeki*, *C. czjzeki alata*, *C. zagradiensis* var., *Limnocardium* sp. aff. *kosiciforme*, *L. subdesertum*, *L. otiothorum*, *L. winkleri*, *Paradacna abichi abichiformis*, *Planorbis tenuistriatus*, *Valenciennesia reussi*.

A Mollusca faunán kívül nagy mennyiségben találhatóak Ostracodák, előfordul és jellemző a Pectinaria nemzetség és a féregmászási nyom.

A betemetődés jellege: Az ősmaradványok autochton, vagy paraautochton helyzetben találhatóak. Legtöbbször a Congeriák és Paradacnák zárt, a Limnocardiumok pedig szárnyyszerűen nyitott kettős teknővel temetődtek be.

A fauna összetétele réteglaponként változó. Anélkül, hogy közettani változást rögzíteni tudnánk, változik a Congeriák, illetve a Limnocardiumok gyakorisága. Regionális elterjedésben vizsgálva a faunaegyüttes összetétele nem egységes.

Társulási típusok: Három típus különíthető el (1. táblázat). A három típust egyidőben élt, heteropikus biofáciesnek tekintem. A fauna-

1. táblázat

A Mollusca zóna társulási típusai

	1. <i>Congeria czjzeki czjzeki</i> <i>Paradacna abichi abichiformis</i>	2. <i>Congeria czjzeki alata</i> <i>Paradacna abichi abichiformis</i>	3. <i>Congeria czjzeki alata</i> <i>Limnocardium</i> sp. aff. <i>kosiciforme</i>
Domináns faj	<i>Congeria czjzeki czjzeki</i>	<i>Congeria czjzeki alata</i>	<i>Congeria czjzeki alata</i>
Szubdomináns faj	<i>Paradacna abichi abichiformis</i>	<i>Paradacna abichi abichiformis</i>	<i>Congeria zagrabiensis</i> var.
Járulékos fajok	<i>Congeria partschi</i> <i>Congeria czjzeki alata</i> <i>Paradacna lenzi</i>	<i>Congeria zagrabiensis</i> var. <i>Limnocardium</i> sp. aff. <i>kosiciforme</i> <i>Limnocardium winkleri</i>	<i>Limnocardium</i> sp. aff. <i>kosiciforme</i> <i>Paradacna abichi abichiformis</i>

összetétel a fácies függvényében változik. A kapcsolatot az 1. és a 3. faunatípus között a 2. típus átmeneti jellege bizonyítja. Mindhárom partközeli kifejlődést, de ezen belül a 3. faunatípus a medencével való közvetlen kapcsolatot, a másik kettő pedig parthoz való közeledést jelez.

Regionálisan jelentkező különbség a rétegek vastagságában is kifejeződik. A medence felé haladva a kocsai, naszályi, komáromi fúrásokban a zónába tartozó rétegek vastagsága fokozatosan növekedik, ezzel párhuzamosan a növényi törmelékek, féregmászási nyomok kimaradnak, a Limnocardiumok (*L. winkleri*, *L.* sp. aff. *kosiciforme* stb.) előfordulási gyakorisága csökken, a Paradacnák (*P. abichi*, *lenzi*) gyakorisága növekszik.

A partközeli kifejlődésben típusos *Congeria czjzeki* csak elvétve fordul elő, a medence felé haladva uralkodóvá válik, a *Congeria zagrabiensis* var. előfordulási gyakorisága pedig a medence irányában csökken.

#### 2. *Congeria zagrabiensis*—*Congeria unguicaprae* Együttes zóna

Előfordulás: Kocs Kct-1. sz. fúrás 100,5–64,0 m, Kocs 3. sz. f. 112,5–43,0 m, Kocs 4. sz. f. 95,0–14,2 m, Tárkány Trt-1. sz. f. 150,0–85,0 m, Mocsá Met-2. sz. f. 150,0–86,5 m, Csépl. sz. f. 64,0–5,0 m, Naszály Nz-1.

sz. f. 162,0—96,5 m, Dunaalmás Dat-1. sz. f. 70,2—23,5 m, Dunaszentmiklós Dszt-1. sz. f. 123,0—62,0 m, Dunaszentmiklós Dszt-2. sz. f. 115,0—68,5 m. Neszmély Nszt-1. sz. f. 58,6—4,8 m.

**B e z á r ó k ö z e t :** Anyagmárga, aleurit, homokos közbetelepüléssel.

**J e l l e m z ő f a j o k :**

a) E zónában élő fajok: *Congeria zagrabiensis*, *Kaladacna steindachneri*, *Limnocardium prisca*, *L. chartaceum*, *Paradacna* nov. sp., *Congeria ungulacaprae*.

b) E zónában fellépő, s a következőben is jellemző fajok: *Dreissena auricularis*, *Melanopsis decollata*, *Prososthenia rudmanesti*, *Micromelania laevis*, *Gyraulus radmanesti*, *Valvata minima*.

c) Az előző zónából átjövő és itt kipusztuló fajok: *Congeria czjzeki alata*, *C. zagrabiensis* var., *Limnocardium zagrabiense*, *L. subdesertum*, *Paradacna abichi abichiformis*, *Valenciennesia reussi*, *Velutinopsis velutina*.

A zónát jelző fajok együtt is előfordulhatnak, de a tűrés határuk csak részben fedi egymást, optimumuk nem találkozik. Ebből adódóan önálló társulásokkal rendelkeznek, a rétegsorban egymást helyettesítve találhatók. A *Congeria ungulacaprae* domináns megjelenése más faunatársasághoz kapcsolódik, mint a *C. zagrabiensis*-é.

**A b e t e m e t ő d é s j e l l e g e :** Az ősmaradványok betemetődési jellege közettípushoz kapcsolódik. Agyagmárgában a réteglapon fekvő zárt, vagy nyitott kettős teknő a gyakori, míg aleuritos, homokos üledékben az egyes teknők. Tehát autochton, paraautochton, ritkábban allochton helyzetben való beágyazódás rögzíthető. Az ősmaradványok — az összemosásokat, lumasellákat kivéve — általában épek, elpusztulásuk után nem szenvedtek hosszabb szállítódást.

A fauna összetétele akár réteglaponként is változik, jellegzetes társulások különíthetők így el.

**T á r s u l á s i t í p u s o k :** Egyes fajok domináns előfordulásához meghatározott faunaegyüttes társul. E társulásokban a kísérő fajok jelenléte és nem a dominancia viszonyai a jellemzőek. Ezen az alapon öt társulási típust különböztethettünk meg (2. táblázat).

Az első két társulás agyagmárgás aljzaton, a hullámzási zóna alatti mélységekben élt, az utóbbi három pedig a hullámzási zónában, illetve elmocarasodó fáciesben.

Élethelyüket tekintve két csoportot választhatunk szét. E két csoport éles különbséget mutat Mollusca-összetételében. Az első csoport (1., 2. társulás) szorosan kapcsolódik a *Congeria czjzeki*—*Paradacna abichi*-s Mollusca zóna fajaihoz, az itt élő fajok a következő zónába már nem húzódnak át.

A második csoport (3., 4., 5. társulás) csaknem gyöker nélküli, kapcsolata a következő zónához igen erős.

A két csoport optimális élettere különbözik. Vizsgálati területünkön regionális elterjedésben e Mollusca zónára a *Congeria zagrabiensis*-es társulások a jellemzőek. Csak a parti, illetve a partközeli fácies hullámtörési zónájában találhatók gazdag *Congeria ungulacaprae*-s, illetve *Dreissena auricularis*-os társulási típusok.

Természetesen a fajok tűrés határának, a fáciesváltozásoknak megfelelően, egyes szelvényeken belül, az uralkodó társulási típus mellett más típusok egyed- és fajszámában szegény együttese is megtalálható.

2. táblázat

## A Mollusca zóna társulási típusai

	1. <i>Congeria zag-</i> <i>rabiensis</i> var. <i>Paradacna</i> sp.	2. <i>Congeria zag-</i> <i>rabiensis</i> <i>Limnocardium</i> <i>zagrabiense</i>	3. <i>Dreissena</i> <i>auricularis</i> <i>Valvata mi-</i> <i>nima</i>	4. <i>Congeria ungu-</i> <i>lacaprae</i> <i>Limnocardium</i> <i>penslii</i>	5. <i>Dreissena auri-</i> <i>cularis</i> <i>Melanopsis</i> sp.
Domináns fajok	<i>Congeria zag-</i> <i>rabiensis</i> var.	<i>Congeria zag-</i> <i>rabiensis</i>	<i>Dreissena</i> <i>auricularis</i>	<i>Congeria ungu-</i> <i>lacaprae</i>	<i>Dreissena auri-</i> <i>cularis</i>
Kísérő fajok	<i>Congeria czjzeki</i> <i>alata</i> <i>Limnocardium</i> <i>zagrabiense</i> <i>Paradacna</i> sp. <i>Valenciennesia</i> <i>reussi</i>	<i>Kaladacna</i> <i>steindachneri</i> <i>Limnocardium</i> <i>zagrabiense</i> <i>Limnocardium</i> <i>priscae</i>	<i>Valvata mi-</i> <i>nima</i> <i>Gyraulus</i> <i>radmanesti</i> <i>Prososthenia</i> <i>radmanesti</i>	<i>Dreissena auri-</i> <i>cularis</i> <i>Limnocardium</i> <i>penslii</i>	<i>Melanopsis de-</i> <i>collata</i> <i>Melanopsis</i> <i>bouei sturi</i> <i>Theodoxus</i> sp.
Bezáró kőzet	agyagmárga	agyagmárga, aleurit	aleurit, homok	aleurit, homok	agyag, aleurit
Fácies	sekély, de nyílt- vizi	partközeli, gyengén moz- gatott vízi	partközeli, mozgatott vízi	parti, erősen mozgatott vízi	parti, elmocsa- rasodó
Sótartalom	mezohalin	mezo-miohalin	miohalin	mezo-miohalin	mio-oligohalin

A Mollusca társulások elterjedését erősen szabályozó tényezőként az aljzat minőségét, a sótartalmat, a táplálékanyag mennyiségét, a vízmozgás sebességét, a víz oxigénellátottságát szokás elsősorban megemlíteni. A vízmélység, a parttól való távolság nem önmagában, hanem az előbbiekkal való meghatározottságában hat a faunatársulás kialakulására.

A két csoport e szempontok szerint jellemzőiben a következő módon állítható szembe egymással:

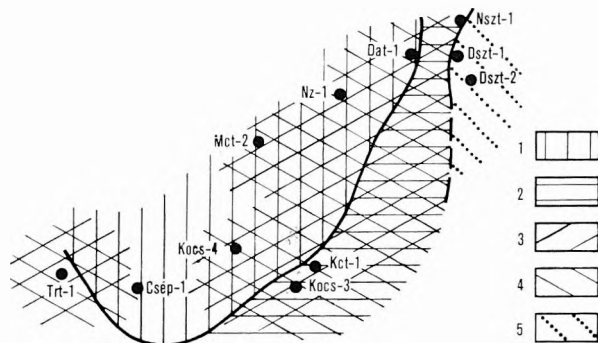
	1., 2. társulás	3., 4., 5. társulás
Aljzat:	agyagmárga	aleurit, homok
Sótartalom:	mezo-miohalin	mezo-, mio-, oligohalin
Táplálkozás módja:	szuszpenzió filtráló	szuszpenzió filtráló, növényevő
Vízmozgás:	gyenge	különböző mértékű hullámzás
Oxigénellátottság:	oxigénszegény, de a H <sub>2</sub> S zóna felett	oxigéngazdag (mocsári fá- cies O <sub>2</sub> /H <sub>2</sub> S határon)
Vízmélység:	20 m körül	20 m felett

A Mollusca fauna fajösszetétele, illetve a hullámbázis alapján (H. KUENEN 1959, L. A. ZENKEVITCH 1963) feltételeesen 20 m körül határozhatjuk meg azt a vízmélységet, mely a két társulási csoport elterjedésének felső, illetve alsó határát megszabja. Egy szelvényen belüli társulási típusok váltakozása arra

utal, hogy az előtérben a vízmélységet — a parti sávot kivéve — 20 m körülire becsülhetjük, e körül ingadozott (1. ábra).

### 3. *Dreissena auricularis*—*Limnocardium decorum* Együttes zóna

Előfordulás: Mocsá Mct-2. sz. fúrás 64,8—0,8 m, Tárkány Trt-1. sz. f. 56,8—4,5 m, Kocs 1. sz. f. 44,0—0,8 m, Kocs 3. sz. f. 22,5—1,5 m, Naszály Nz-1. sz. f. 77,5—14,0 m, Dunaalmás Dat-1. sz. f. 23,5—6,4 m, Duna-



1. ábra. A társulási típusok elterjedésének vázlatja

- Társulási típusok: 1. *Congerina zagrabiensis* var., *Paradaena* sp.  
2. *C. zagrabiensis*, *Limnocardium chartaceum*, 3. *C. wugulacypae*, 4. *Dreissena auricularis*, *Valvata minima*, 5. *D. auricularis*, *Melanopsis* sp.

Fig. 1. Schematic representation of the distribution of assemblage types

szentmiklós Dszl-1. sz. f. 30,0—25,0 m, Dunaszentmiklós Dszl-2. sz. f. 55,0—45,0 m.

Bezáró kőzet: Homok, aleurit, agyag, agyagmárga. — A faunaegyüttest bezáró kőzetekre apró növényi töredékek gyakorisága, litofacies-ingadozás jellemző.

#### Jellemző fajok:

Csökkenétsósvízi: *Dreissena auricularis* (törpe növ.), *Limnocardium decorum*, *L. aff. triskorici*, *L. aff. ponticum*, *Congerina turgida*, *Unio utavus*, *Valvata minima*, *V. kupensis*, *Viviparus sadleri*, *Guraulus radmanesti*, *G. inornatus*, *Prososthenia radmanesti*, *Micromelania laevis*, *Hydrobia syrmica*, *Melanopsis decollata*, *M. pygmaea*.

Édesvízi: *Planorbarius grandis*, *Planorbis krambergeri*, *P. sp.*, *Limnaea stagnalis*.

Szárzsföldi: *Limax* sp., *Helix* sp., *Gastrocopta* sp., *Carychiopsis* sp.

A betemetődés jellege: A homokos szakaszokra az összesősődés, az osztályozódás, a fajok tömeges előfordulása; az aleuritra, az agyagmárgára a paraautochton beagyazódás a jellemző. Az ősmaradványokon elsősorban a lebegve, ritkábban a görgetve szállítódás nyomai ismerhetők fel.

Társulási típusok: Fácies függvényében négy társulási típus különböztethető meg (3. táblázat). Az előforduló csökkenétsósvízi fajok túrncsi képességének nagymértékű átfedéséből következik, hogy ugyanaz a faj, mint jellemző, különböző társulási típusoknál is szerepel. A fajok gyakorisági viszonya rendkívül változó. Így a típus meghatározásának lehetőségét nem a domi-

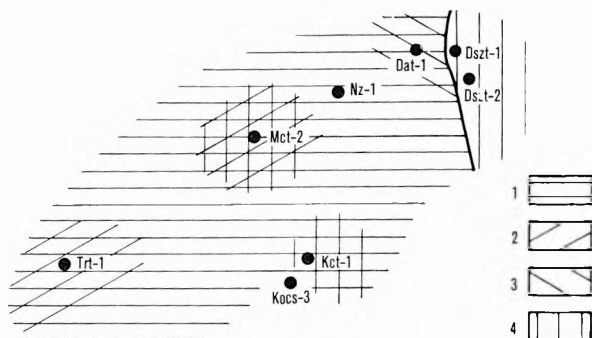
## A Mollusca zóna társulási típusai

	1. <i>Dreissena auricularis</i> <i>Limnocardium decorum</i>	2. <i>Dreissena auricularis</i> <i>Unio atavus</i> <i>Viviparus sadleri</i>	3. <i>Melanopsis decollata</i> <i>Unio atavus</i> <i>Theodoxus</i> sp.	4. Édesvízi
Kísérő fajok	<i>Valvata minima</i> <i>Gyraulus radmanesti</i> <i>Prososthenia radmanesti</i> <i>Melanopsis decollata</i>	<i>Melanopsis decollata</i> <i>Melanopsis fuchsi</i> <i>Prososthenia sepulcralis</i> <i>Bithynia</i> sp.	<i>Dreissena auricularis</i> <i>Congeria turgida</i> <i>Melanopsis bouei sturi</i> <i>Bithynia proxima</i>	<i>Planorbarius grandis</i> <i>Planorbis krambergeri</i> <i>Lymnaea</i> sp.
Bezáró kőzet	agyagmárga, homok	agyag, aleurit, homok	agyag, aleurit	aleurit
Fácies	tavi, max. 10 m-es vízmélység	esztuárium	lefűződő lagúna	mocsár
Sótartalom	michalin 3–5‰	oligohalin 2–3‰	oligohalin 0,5–3‰	édesvízi

nanciaviszonyok, hanem a névadó fajok együttes előfordulása adja, a kísérő fajok figyelembevételével együtt.

**Fácies:** A társulási típusok egymás mellett, illetve egymás felett is megtalálhatók, tehát egymást helyettesítő heteropikus fáciesek (2. ábra).

Az üledék jellegétől függően változik a fajok gyakorisága. Így például a tavi fácies agyagos üledékében a *Limnocardium decorum*, homokos üledékében



2. ábra. A társulási típusok elterjedésének vázlata

Társulási típusok: 1. *Dreissena auricularis*, *Limnocardium decorum*,  
2. *Melanopsis decollata*, *Unio atavus*, 3. *U. atavus*, *Viviparus sadleri*,  
4. édesvízi fauna

Fig. 2. Schematic representation of the distribution of assemblage types

1. freshwater fauna



pedig a Valvata, Gyraulus nemzetség fajai a gyakoriak a *Dreissena auricularis* mellett. A *Congeria zagrabiensis*—*Congeria ungulacaprae* és a *Dreissena auricularis*—*Limnocardium decorum* zóna Mollusca faunája vizsgálati területünkön a fáciesek regionálisan jelentkező változását, a pannóniai tó kiédesedési, feltöltődési tendenciáját fejezi ki.

A fauna fáciesre érzékeny. Elterjedésének, megjelenésének, illetve kimaradásának a környezeti tényezők húznak határt. A *Congeria zagrabiensis*—*Congeria ungulacaprae* zóna parti fáciesében megjelennek a kis sótartalmat, sekély vízmélységet igénylő fajok, azok, melyek a következő zónában válnak dominánssá (pl. *Melanopsis decollata*, *Gyraulus radmanesti*, *Prososthenia radmanesti*, *Valvata minima*, *Dreissena auricularis*, *Limnocardium decorum*, *Unio* sp.). Ebből adódóan például egy elmcosarasodó litofácies maradványegyüttesének biozónába sorolása csak Mollusca fauna alapján nem egyértelmű, kiegészítésként figyelembe kell venni a heteropikus fáciesek maradványegyütteseit és az ősföldrajzi, rétegtani helyzetet is.

A felső zónát jelző fajok egy részének korábbi, az alsó zónában való megjelenése, a zónába sorolás ebből adódó problémája indokolja, hogy a két zónát a *Dreissena auricularis*-os főzónába vonjam össze.

### A Mollusca zónák tér- és időbeli kapcsolata a Vértes és Gerecse Ny-i előterében

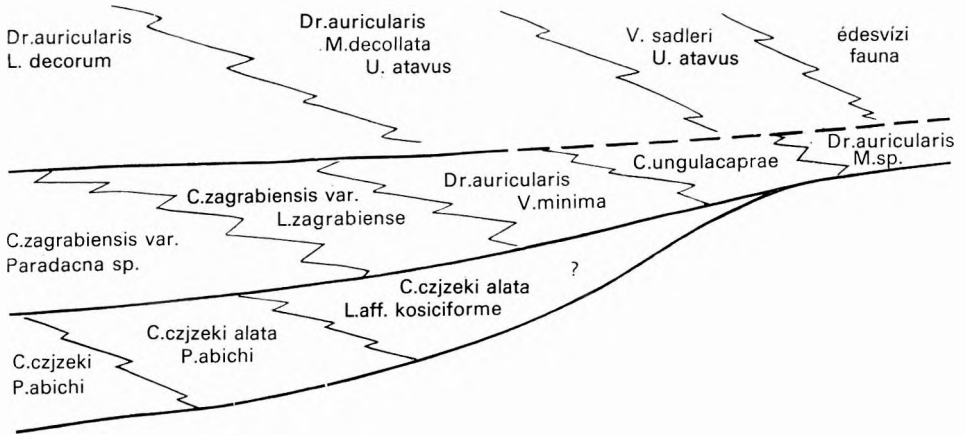
A Vértes és Gerecse Ny-i előtere egységes fejlődést mutat a pannóniai emelet idején. Vagyis a lényeges, karakterisztikus változások közel egyidőben mentek végbe. A környezeti viszonyok által meghatározottan ugyanazon Mollusca zónának más-más faunatársulás felel meg (4. táblázat). A különböző faunatársulások egyidejűségét ugyanazon szelvényen belüli faunaváltások igazolják (I. melléklet).

4. táblázat

A Mollusca zónák és társulások összefoglaló táblázata

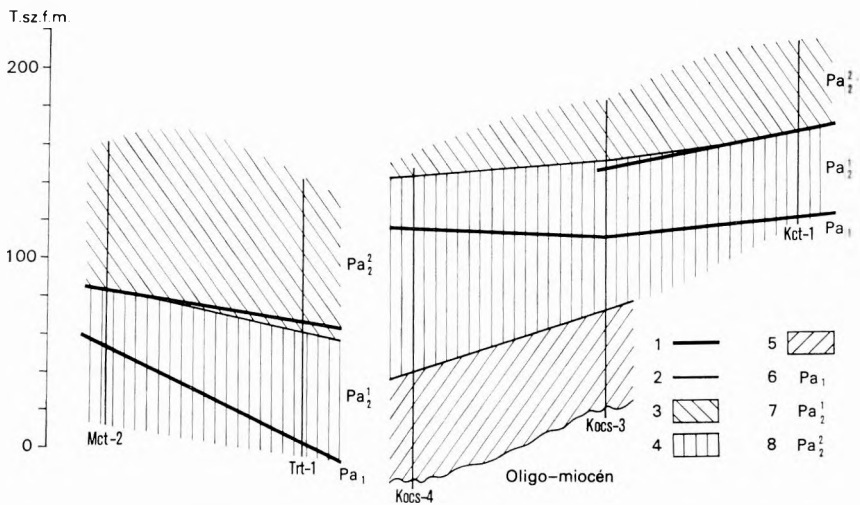
Együttes zónák		Mollusca társulások				
<i>Dreissena auricularis</i> főzóna	<i>Dreissena auricularis</i> <i>Limnocardium decorum</i>	<i>Dreissena auricularis</i> <i>Limnocardium decorum</i>	<i>Dreissena auricularis</i> <i>Unio atavus</i> <i>Viviparus sadleri</i>	<i>Melanopsis decollata</i> <i>Unio atavus</i> <i>Theodorus</i> sp.	Édesvízi fauna	
	<i>Congeria zagrabiensis</i> <i>Congeria ungulacaprae</i>	<i>Congeria zagrabiensis</i> var. <i>Paradacna</i> sp.	<i>Congeria zagrabiensis</i> <i>Limnocardium zagrabiense</i>	<i>Dreissena auricularis</i> <i>Valvata minima</i>	<i>Congeria ungulacaprae</i> <i>Limnocardium pensilii</i>	<i>Dreissena auricularis</i> <i>Melanopsis</i> sp.
<i>Congeria czjzeki</i> <i>Paradacna abichi</i>	<i>Congeria czjzeki</i> <i>Paradacna abichi</i> <i>abichiformis</i>	<i>Congeria czjzeki</i> <i>Paradacna abichi</i> <i>abichiformis</i>	<i>Congeria czjzeki</i> <i>Paradacna abichi</i> <i>abichiformis</i>	<i>Congeria czjzeki</i> <i>Paradacna abichi</i> <i>abichiformis</i>	<i>Congeria czjzeki</i> <i>Limnocardium</i> sp. aff. <i>kosiciforme</i>	





3. ábra. A Mollusca társulások tér- és időbeli kapcsolatának vázlatja

Fig. 3. A sketch showing molluscan assemblages to be interrelated in space and time



4. ábra. A vizsgált fúrások litológiai és faunisztikai határai

1. Lithostratigraphical boundary, 2. biostratigraphical boundary, 3. *Dreissena auricularis*—*Limnocardium decorum* zone, 4. *Congeria zagrabiensis*—*C. unguilacaprae* zone, 5. *C. czjzeki*—*Paradacna abichi* zone. Lithostratigraphical units: 6. Kisbéri és Száki Tagozat, 7. Somlói Tagozat, 8. Tihanyi Tagozat

Fig. 4. Lithological and faunal boundaries traced upon boreholes

1. Lithostratigraphical boundary, 2. biostratigraphical boundary, 3. *Dreissena auricularis*—*Limnocardium decorum* Zone, 4. *Congeria zagrabiensis*—*C. unguilacaprae* Zone, 5. *C. czjzeki*—*Paradacna abichi* Zone. Lithostratigraphical units: 6. Kisbéri and Száki Members, 7. Somlói Member, 8. Tihany Member

Megkíséreltük a társulási típusok tér- és időbeli kapcsolatát felvázolni. A 3. ábra nagy általánosságban jelzi a Mollusca faunák térbeli kapcsolatait, kifejezi a feltételezett egyidejű fácieseket.

Néhány fúráson bemutatjuk a litológia és a Mollusca fauna alapján végzett párhuzamosítást. Megállapíthatjuk, hogy a *Congeria zagrabiensis*—*Conge-*

## A Mollusca zónák kronosztratigráfiai besorolása

Felső-pannóniai alemelet	Középső szint	<i>Dreissena auricularis</i> <i>Lymnocardium decorum</i>	<i>Dreissena auricularis</i> főzóna
	Alsó szint	<i>Congeria zugrabiensis</i> <i>Congeria ungulacaprae</i>	
Alsó-pannóniai alemelet	Felső szint	<i>Congeria czjzeki</i> <i>Paradaena abichi</i>	

*ria ungulacaprae* zóna alsó határa nagymértékben megelőzi a litológiai változást, míg a felső határa megegyezik azzal (4. ábra). A Mollusca zónák kronosztratigráfiai értelmezésére nincs objektív módszerünk. Így a kialakult gyakorlathoz kapcsolódva az 5. táblázat besorolását látom lehetségesnek.

## Fáciesjelleg-változások

A Vértes és a Gerecse Ny-i előtere az alsó-pannóniai felső szintjében lapos, ÉNy felé dőlő üledékgyűjtő volt. A faunatársulások megerősítik azt az általános megállapítást, hogy az alsó-pannóniai utolsó harmadában tavi üledékképződés, süllyedéssel lépést tartó feltöltődés volt a jellemző. Ennek megfelelően ebben az időben a faunaegyüttesek vertikálisan nem mutatnak fáciesváltozást, horizontálisan azonban az üledékképződési körülményeknek, a biotopnak megfelelően különbségek rögzíthetők.

Három partközeli kifejlődést jelző Mollusca-társulást különböztettünk meg, melyek az üledék minősége és a parttávolság függvényében változtak. (Utólagos lepusztulás miatt parti, partszegélyi kifejlődést a területen Mollusca faunával sehol sem igazolhattunk.)

A felső-pannóniai idején a fáciesváltozás mind horizontálisan, mind vertikálisan jelentkezik. A faunaképből mindkét irányban változások rögzíthetők. Vizsgálati területünkön a feltöltődés válik dominánssá a süllyedéssel szemben.

Faunatársulások váltakozása alapján rögzíthetjük a tóvíz mélységének ingadozását. Például a Kocs-3. sz. fúrás *Congeria ungulacaprae*–*Dreissena auricularis*-os faunája után visszatér a nagyobb sótartalmat, vízmélységet igénylő *Paradaena* genus. Másrészt a *Congeria zugrabiensis*-es faunák közti dreissenás társulások a feltöltődés tendenciáját jelzik. A parti helyzetű Dszt.-1. sz. fúrásban még élesebben jelentkezik ez. A *Dreissena auricularis*-os faunatársaságot mocsári fácies váltja fel, s a szelvényben végig az található. A partközeli, parti kifejlődésben a feltöltődés dominál, uralkodóan sekélytavi, a parton mocsári fácies rögzíthető. A feltöltődés megerősödése a süllyedés mértékével szemben a medence irányában Mollusca fauna alapján kevésbé igazolható, csak a tendencia érvényesül.

A felső-pannóniai középső szintjében általánossá válik a tóvíz elsőkélyesedése. A tavi üledékképződés fokozatosan háttérbe szorul, a korábbi medenceterületekre húzódik vissza, s az előtérben lagunáris, mocsári fáciesek alakulnak ki.

## IRODALOM

- BARTHA F. 1971: A magyarországi pannon biosztratigráfiai vizsgálata. — In: A magyarországi pannon képződmények kutatásai. pp. 9–172. Akad. Kiadó, Budapest.
- BERNHARDT B. — GYALOG L. — KAISER M. — NAGY GY.-NÉ 1974: Vértes–Gerecse Ny-i előterének földtani viszonyai. (Jelentés az 1973. évi földtani felvétetről.) — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- FRETTER V. — GRAHAM A. 1962: British Prosobranch Molluscs. Their functional anatomy and ecology. — Roy. Soc. London.
- JÁMBOR Á. 1976: A Középhegységi Osztály 1973. évi tevékenysége. — Földt. Int. Évi Jel. 1973-ról, pp. 251–272.
- JÁMBOR Á. 1980: A Dunántúli-középhegység pannóniai képződményei. — Földt. Int. Évk. 62.
- JÁMBOR Á. — KÖRPÁSNÉ HÓDI M. 1974: Tata környékének pannóniai képződményei. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- KUENEN H. 1959: Transport and sources of marine sediments. — Geol. en Mijnbouw N. S. 21.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1938: Geologie der Rumpfungarländischen kleinen Tiefebene. — A soproni Bánya- és Erdőmérn. Főisk. Közl. 10. 2.
- STRAUSZ L. 1951: Földtani vizsgálatok Kisbér és Tata környékén. — Földt. Közl. 81. pp. 283–292.
- SÜMEGHY J. 1939: A Győri-medence, a Dunántúl és az Alföld pannóniai üledékeinek összefoglaló ismertetése. — Földt. Int. Évk. 32. 2. pp. 65–254.
- ZENKEVITCH L. A. 1963: Biology of the seas of the USSR. — London.

PANNONIAN MOLLUSCA BIOZONES IN THE FORELAND  
TO THE VÉRTES AND GERECSÉ MOUNTAINS

by

M. KÖRPÁS-HÓDI

This paper summarizes the results of investigation of Pannonian molluscs collected from outcrops and boreholes set in the W foreland to Vértes and Gerecse. This investigation was aimed at the determination of faunal assemblage types, together with establishment of Mollusca zones through the detection of isochronous facies.

Faunal assemblages have been regarded in their horizontal relationship of composition, along with the changes in the fossil record between two neighbouring boreholes indicating minor modifications in biofacies, and the consistent species.

In accordance with the differences in environment, various faunal assemblages may correspond to one and the same molluscan zone. The simultaneous appearance of different assemblage types can be verified in the same section upon changes of fauna (Supplement I).

Three molluscan zones with twelve assemblage types therein can be distinguished.

1. *Congeria czjzeki* and *Paradacna abichi* Assemblage zone (Table 1). Here three assemblage types indicate a nearshore-lacustrine environment. The first

one testifies to a close connection with the basin and two another types show a position closer to the shoreline.

2. *Congeria zagradiensis* and *Congeria ungulacaprae* Assemblage zone (Table 2). Regarding the habitat of the molluscan associations, this zone can be divided into two groups. Organisms of the first two associations must have lived in depths under the surfzone, whereas the last three ones may indicate the surfzone itself or a developing swamp facies.

According to their one-time habitat, species of the first group seem to be closely related to the species of the *Congeria czjzeki*—*Paradacna abichi* Assemblage zone, and the second to the *Dreissena auricularis*—*Limnocardium decorum* Assemblage zone.

3. *Dreissena auricularis* and *Limnocardium decorum* Assemblage zone (Table 3). Biofacies indicating the final, accumulation, phase of lacustrine facies development.

Space—time interrelationship between the assemblage types referred to is shown in Fig. 3, where the generalized spatial relationships of the molluscan faunae are given along with the presumable isochronous facies. The possible chronostratigraphical interpretation of the Mollusca zones is presented in Table 5.

---

**Supplement I.** Molluscs from the boreholes referred to

## NEGYEDIDŐSZAKI SZTRATOTÍPUSAINK MOLLUSCA FAUNÁJA KISLÁNG

KROLOPP ENDRE

A Magyar Rétegtani Bizottság megalakulásakor elsőrendű feladatául tűzte ki rétegtani egységeink korszerű vizsgálatát. Ennek a feladatnak része sztratotípusaink modern szemléletű őslénytani vizsgálata, illetve újravizsgálata. Ezt a célt kívánja szolgálni az a tervezett közleménysorozat, amely a magyarországi negyedidőszaki sztratotípusok malakológiai vizsgálatainak eredményeit foglalja össze és a gyűjteményi dokumentációs anyagot rögzíti. Jelen dolgozat a kislángi sztratotípus-lelőhely Mollusca faunáját ismerteti.

A Fejér megyei Kisláng D-i végén, a házak közötti kavicsgödörökből a 30-as évek közepén a székesfehérvári, majd később a veszprémi múzeumba került ősgérinces leletek alapján 1950-ben REMÉNYI K. A. és DEDINSZKY J. végzett őslénytani ásatást. 1952-ben REMÉNYI, majd KADIĆ O., 1953-ban KADIĆ folytatta a lelőhely feltárását. A rétegtani viszonyokat és az őslénytani anyag feldolgozásának eredményeit — REMÉNYI előzetes jelentését (1954) követően — KRETZOI M. ismertette (1954). A lelőhelyről előkerült fauna alapján később KRETZOI az alsó-pleisztocénnek új rétegtani egységét (Kislángi faunaszakasz = Kislángium; KRETZOI 1969) írta le.

A két említett közlemény a kutatás történetét és a lelőhely rétegtani viszonyait részletesen tárgyalja. Ezért itt csak emlékeztetek arra, hogy a leletek — KRETZOI közleménye alapján 103 állatfaj maradványai — jellegzetes folyóvízi üledéksorból származnak. Ez az üledéksor homokrétegekkel váltakozó kavicsrétegekből és közéjük zárt agyaglenesékből áll.

A kislángi lelőhelyről a csontmaradványok mellett puhatestű anyag is előkerült. Az 1950-ben gyűjtött anyagot REMÉNYI határozta meg és értékelte Soós L. útmutatása, illetve revíziója alapján. Az 1953-as gyűjtés eszeit Soós határozta meg. A két anyag egyesített faunalistája KRETZOI közleménye szerint a következő:

*Theodorus danubialis* (PFEIFFER)  
*Valvata (Borysthenia) naticina* MENKE  
*Valvata (Valvata) cristata* MÜLLER  
*Valvata (Cincinna) trouessarti* (BRUSINA)  
*Valvata* sp. ind.  
*Viviparus semseyi* (HALAVÁTS)  
*Viviparus* cf. *cyrtomaphorus* (BRUSINA)  
*Lithoglyphus naticoides* PFEIFFER  
*Bithynia leachi troscheli* PARTSCH  
*Tylopoma* cf. *ovulum* (NEUMAYR)  
*Tylopoma böckhi* (HALAVÁTS)  
*Tylopoma* sp. indet.  
*Fagotia acicularis* (FÉRUSSAC)  
*Fagotia esperi* (FÉRUSSAC)

*Melanopsis* aff. sp. inhom. BRUSINA  
*Melanopsis* sp. indet.  
*Planorbarius corneus* (LINNÉ)  
*Gyraulus albus* (MÜLLER)  
*Succinea* cf. *pfeifferi* (ROSSMÄSSLER)  
*Pupilla muscorum* (LINNÉ)  
*Vallonia enniensis* GREEDLER  
*Chondrula tridens* (MÜLLER)  
*Limax* (s. l.) sp. indet.  
*Helicella (Helicopsis) hungarica* SOÓS et WAGNER  
*Helicella* sp. indet.  
*Monachoides* sp. aff. *incarnata* (MÜLLER)  
*Arianta arbustorum* (LINNÉ)  
*Unio pictorum balatonicus* KÜSTER  
*Anodonta* cf. *cygnea* (LINNÉ)  
*Pisidium (Eupisidium) amnicum* (MÜLLER)  
*Pisidium (Eupisidium) supinum* SCHMIDT  
*Pisidium (Eupisidium) henslowianum* (SHEPPARD)  
*Pisidium (Eupisidium) subtruncatum* MALM  
*Pisidium* sp. ind.

A kislángi Mollusca anyag — csaknem hiánytalanul — ma is megvan az Intézet dokumentációs gyűjteményében. A kvartermalakovológiai anyag általános revíziója során kitént, hogy a meghatározásokat több esetben helyesbíteni kell. A részletes revíziót a következő szempontok indokolták:

1. A Mollusca anyag feldolgozásakor alsó-pleisztocén faunánk gyakorlatilag ismeretlen volt. Ezért Soós a töredékes, sok esetben igen rossz megtartású héjak egy részét csak nemzetségre határozta meg. Az azóta eltelt idő alatt egybegyűlt nagy tömegű alsó-pleisztocén Mollusca anyag feldolgozása nyomán lehetővé vált a töredékek pontosabb meghatározása is. Több, tévesen „levantei” vagy pannon alakkal azonosított fajról pedig kiderült, hogy azok alsó-pleisztocén faunánk jellegzetes képviselői.

2. Miután a lelőhely a kislángi faunaszakasz (= biozóna) sztratotípusává vált, természetes követelmény, hogy Mollusca faunája is a korszerű taxonómiai és nomenklatúrai követelményeknek megfelelő módon legyen feldolgozva.

3. A lelőhelyen újabb gyűjtésre nincs mód, a sztratotípus Mollusca faunáját tehát a korábban begyűjtött anyag képviseli.

A fenti indokok alapján elvégzett revízió néhány fontosabb eredménye a következőkben foglalható össze:

A pliocén alakokkal azonosított csigák mind negyedidőszaki fajoknak bizonyultak. Így a *Valvata trouessarti* fajt a névcédula szerint már maga Soós is a *V. piscinalis*-ra helyesbítette. A *Viviparus semseyi* nagy valószínűséggel a *V. böckhi* nagytermetű példányaival azonosítható, ugyanígy a *Viviparus* cf. *cyrtomaphorus* a *V. acerosus* deformált példánya, illetve töredéke. A két *Melanopsis* faj egyedei *Fagotia acicularis*-nak, illetve *F. esperi*-nek bizonyultak.

A fauna leggyakoribb faját *Tylopoma* cf. *oculum*-nak határozta Soós, megjegyezve, hogy némileg eltér a faj eredeti példányaival. Ezt az alakot az idős pleisztocén üledékeinkből azóta sok helyről előkerült *Neumayria crassitesta* kihalt fajjal lehetett azonosítani.

A kislángi Theodoxus anyag azt az alsó- és idősebb középső-pleisztocén képződményeinkben gyakori alakot képviseli, amelyet egyelőre a *Th. prevostianus* alakkörébe tartozónak tekintek. Ennek a fajnak példányai azonban részben a *Th. danubialis* hélyegeit is magukon viselik, így esetleg a két faj őseről



van szó (KROLOPP 1973a). Hasonló módon az alsó-pleisztocén Fagotiák egy részén a *F. acicularis* és *F. esperi* bélyegei keverednek, valószínűleg a két faj szétválása előtti állapotot rögzítve (KROLOPP 1977). Ilyen példányok a kislángi anyagban is előfordulnak.

A *Valvata piscinalis* fajhoz sorolt csigák között akad néhány, amely a kőröshegyi lelőhelyen találtakkal egyezik meg és így esetleg a *V. goldfussiana* rokonságába tartozik (KRETZOI – KROLOPP 1977).

A szárazföldi fajok száma csökkent, mivel az *Arianta arbustorum*-nak határozott héjtöredék Viviparusnak (*V. cf. böckhi*), a *Succinea cf. pfeifferi* pedig *Radix peregra*-nak bizonyult.

A nagyobb csigahéjak belsejéből kiiszapolt anyagból a korábbi faunához képest új faj is előkerült (*Stagnicola palustris*).

A revidéált kislángi Mollusca anyag taxonális és példányszám-adatai a következők:

- Unio pictorum* (LINNÉ) 1 db
- Anodonta cf. cygnea* (LINNÉ)\*
- Pisidium amnicum* (MÜLLER) 3 db
- Pisidium clessini* NEUMAYR 5 db
- Pisidium supinum* A. SCHMIDT 3 db
- Pisidium henslowianum* (SHEPPARD) 1 db
- Pisidium subtruncatum* MALM 1 db
- Pisidium* sp. indet. 2 db
- Theodoxus prevostianus* (C. PFEIFFER) 5 db + töredékek
- Valvata cristata* (MÜLLER) 1 db
- Valvata piscinalis* (MÜLLER) 16 db
- Valvata naticina* MENKE 16 db
- Valvata* sp. indet. 30 db
- Viviparus cf. acerosus* (BOURGIGNAT) 3 db + 1 töredék
- Viviparus cf. böckhi* (HALAVÁTS) 4 db + 2 töredék
- Neumayria crassitesta* (BRÖMME) 38 db + 484 operculum
- Bithynia tentaculata* (LINNÉ) 11 db operculum
- Bithynia leachi* (SHEPPARD) 6 db operculum
- Lithoglyphus naticoides* (C. PFEIFFER) 5 db
- Prososthenia* sp. indet. 2 db
- Fagotia acicularis* (FÉRUSSAC) 28 db
- Fagotia esperi* (FÉRUSSAC) 5 db
- Stagnicola palustris* (MÜLLER) 1 db
- Radix peregra* (MÜLLER) 3 db
- Gyraulus cf. albus* (MÜLLER) 2 db
- Pupilla cf. muscorum* (LINNÉ) 1 db
- Vallonia costata* (MÜLLER) 5 db
- Chondrula tridens* (MÜLLER) 2 db
- Limacidae indet. 3 db
- Helicopsis striata* (MÜLLER) 9 db + 1 töredék
- Perforatella incrinata* (MÜLLER) 1 db

A kislángi Mollusca fauna a revízió eredményeként tehát 10 fajjal gyarapodott, ugyanakkor azonban a korábbi lista 13 faját a lelőhely anyagából törölni kellett. Az így 31 taxont számláló leletgyűjtes természetesen a környék korabeli faunájának csupán kis részét jelenti. Különösen áll ez a szárazföldi csigákra, ahol az öt faj csak szórványleletként értékelhető.

Mindezek ellenére a kislángi Mollusca anyag önmagában is rétegtani jelentőséggel bír. Megtalálhatók benne ugyanis azok a kihalt (*Fisidium clessini*, *Viviparus cf. böckhi*, *Neumayria crassitesta*, *Prososthenia* sp.), illetve ma is élő,

\* A helyszínen észlelt faj, gyűjteményi példánya nincs

de a pleisztocénnek csak meghatározott szakaszaiban mutatkozó fajok (*Theodoxus prevostianus*, *Fagotia acicularis*, *F. esperi*), amelyek alapján a bezáró üledék korát az alsó-pleisztocéntól a középső-pleisztocén alsó részéig terjedő szakaszon belül lehet rögzíteni (1. malakológiai fázis: KROLOPP 1973b). A pontosabb korbesorolás lehetőségét biztosító fajok hiányoznak, így a faunának a kérdéses időtartamon belüli rétegtani helye malakológiai adatok alapján nem jelölhető ki. Néhány faj példányainak morfológiai sajátosságai azonban arra utalnak, hogy alsó-pleisztocén Mollusca faunáink faj alatti taxonokra kiterjedő további vizsgálata nyomán a későbbi pontosabb korbesorolás lehetségesé válhat.

A kislángi fauna REMÉNYI (1954) által megrajzolt ökológiai rekonstrukcióját is módosítani kell. A vízi fauna a revízió után ugyanis túlnyomó többségben folyóvízi, vagy folyóvízben is megélő fajok egyedekből áll. Az állóvízre jellemző néhány alak (a *Pisidium* fajok egy része, *Radix peregra*, *Gyraulus* cf. *albus*) igen kis egyedszámban szerepel, jelezve, hogy eredeti biotópjuk nem az üledék lerakódásának helyén volt. A REMÉNYI (1954) által megfigyelt kagylóhéj-felhalmozódások nem a mélyedésekben hosszabb-rövidebb ideig meggyűlő vízzel („önálló élettér”), hanem inkább a nagyobb tavak és folyók partjain látható kagylóturzásokkal magyarázhatók.

A kislángi Mollusca fauna így jellegzetes folyóvízi együttes, amelyben alárendelt mennyiségben állóvízi és szárazföldi puhatestűek héjai is előfordulnak.

## IRODALOM

- KRETZOI M. 1954: Jelentés a kislángi kalabriai (villafrankai) fauna feltárásáról. [Bericht über die kalabrische (villafrankische) Fauna von Kisláng, Kom. Fejér.] — Földt. Int. Évi Jel. 1953-ról, 1. pp. 213–238. (239–265).
- KRETZOI M. 1969: A magyarországi quarter és pliocén szárazföldi biosztratigráfiájának vázlatja. [Sketch of the Late Cenozoic (Pliocene and Quaternary) terrestrial stratigraphy of Hungary.] — Földr. Közl. 17. (93) 3. pp. 179–198. (198–204.)
- KRETZOI M. — KROLOPP E. 1977: Alsópleisztocén végi puhatestű és gerinces fauna a kőrös-hegyi téglagyár (Balatonföldvár) feltárásából. [Mollusken- und Wirbeltierfauna aus dem Aufschluss der Kőröshegyer Ziegelfabrik (Balatonföldvár) aus dem ausgehenden Altpleistozän.] — Földt. Int. Évi. Jel. 1975-ről, pp. 369–380. (381–382.)
- KROLOPP E. 1973a: Faunengeschichtliche Bedeutung der altpleistozänen Molluskenfauna von Ungarn. — Malacologia, 9. 1. pp. 111–119.
- KROLOPP E. 1973b: Quaternary malacology in Hungary. (Negyedkori malakológia Magyarországon.) — Földr. Közl. 21. (97) 2. pp. 161–166. (167–171.)
- KROLOPP E. 1977: Angaben zur Entfaltung der mitteleuropäischen fluviatilen Molluskenfauna. — Malacologia, 16. 1. pp. 149–153.
- REMÉNYI K. A. 1954: A kislángi ősemmlős lelőhely. (Der fossile Säugetier-Fundort von Kisláng.) — Földt. Közl. 84. pp. 376–387. (388.)

MOLLUSC FAUNA OF QUATERNARY STRATOTYPES  
IN HUNGARY

Kisláng

by

E. KROLOPP

The stratotype of the Kislangian Substage is exposed in gravel pits amid the houses of the village Kisláng, W Hungary. The palaeontological record of the fossils recovered from the fluviatile sequence was given first in a preliminary report, by K. A. REMÉNYI (1954) and then, in detail, by M. KRETZOI (1954). On the basis of the vertebrate fauna of the locality KRETZOI described a new stratigraphic unit of the Lower Pleistocene (the faunal substage of Kisláng = Kislangian; KRETZOI 1969). He proposed to substitute this term for the name of the upper substage (Arnium) of the Villányian (= Upper Villafranchian).

The mollusc material recovered from the locality between 1950 and 1953 was determined by K. A. REMÉNYI and L. SOÓS. The summarized faunal list was published by KRETZOI (1954) (see in the Hungarian text).

To revise the material, almost completely available in the Museum of the Institute, was justified not only by its importance (stratotypical fauna), but also by the great quantity of Lower Pleistocene molluscs sampled and deposited in the Collection since the first processing of the material. Namely, with the study of the newly deposited material it has become possible to determine even fragments more exactly and to emend erroneous former determinations. The final reason for the revision has been the impossibility of new sampling on the locality, so that the mollusc fauna of the stratotype is represented solely by the material of this earlier samplings.

The taxonomic and quantitative data of the redetermined malacological material are given in the Hungarian text.

As a result of the revision 10 more species have been added to the mollusc fauna of Kisláng, but at the same time 13 species of the earlier list have had to be discarded. Naturally, the resulting assemblage of finds comprising a total of 31 taxa constitutes only a small fraction of the contemporaneous fauna of the Kisláng region. This holds particularly true for the terrestrial gastropods, of which the five species known can be considered merely as sporadic finds.

Notwithstanding the above, the mollusc material of Kisláng is, in se, of stratigraphic significance. It includes species, both extinct (*Pisidium clessini*, *Viviparus* cf. *böckhi*, *Neumayria crassitesta*, *Prososthenia* sp.) and now-living, but occurring only in definite parts of the Pleistocene (*Theodoxus prevostianus*, *Fagotia acicularis*, *F. esperi*), which allow us to state that the age of the enclosing sediment is somewhere between the Lower Pleistocene and the lower part of the Middle Pleistocene (see malacological phase No. 1, KROLOPP 1973b). However, for lack of index species the exact stratigraphic position of the fauna within the given span of time malacologically cannot be fixed. Further studies of the Lower Pleistocene mollusc faunae in a detail encompassing taxa below the species rank are hoped to solve even this problem in the years to come.

In the light of the revision the fauna of Kisláng appears to consist dominantly of fluviatile species or forms enduring fluvial environments. Forms characteristic of standing water (some of the *Pisidium* species, *Radix peregra*, *Gyraulus* cf. *albus*) figure in very small number, indicating their original biotope to have been different from the site of deposition of the fluviatile sediment. The accumulations of shells observed by REMÉNYI (1954) are explainable by a mechanism responsible for the development of shell-bars produced by wave action on the shores of major lakes and rivers rather than by supposing ephemeral water pools developed in minor sags of the land surface ("independent biotope").

Thus the mollusc fauna of Kisláng is a typical fluviatile assemblage in which shells of both lacustrine and terrestrial molluscs are also represented in subordinate numbers.

## FONTOSABB SZÓRVÁNYLELETEK A MÁFI GERINCES-GYŰJTEMÉNYÉBEN

(6. közlemény)

KRETZOI MIKLÓS

A rétegtani szempontból említésre méltó gerinces szórványleletek közül itt hármat ismertetünk; az első dunántúli oligocén képződményeink kerkérdéséhez szolgáltat új adatot, a második az egerium sztratotípus-lelőhelyének faunáját egészíti ki egy gerinces indexfaj-előfordulással, míg a harmadik a Duna visegrádi pliocénkori áttörésének újabb rétegtani bizonyítékát nyújtja.

### Új hörcsöglet a dunántúli oligocénből

A Dunántúl ÉK-i részén elterülő oligocén képződmények alsó, korábban édesvízi összlet, újabban a HANTKEN M.-tól (1868) átvett elnevezéssel „szápári“ összlet néven említett tagjából, a teresztrikus kolluviumból — a rendkívül gazdag bodajk—kajmáti előfordulást (ÉHÍK 1929, KRETZOI 1955, FÖLDVÁRI-VOGL—KRETZOI 1961) nem is említve — több helyről került a felszínre gerinces, pontosabban ősemlős-lelet (KRETZOI 1940, 1952, KRETZOI in JÁMBOR et al. 1971), melyek kisebb-nagyobb valószínűséggel a képződmények középső-oligocén kora mellett tanúskodnak. A legújabb, eddig nem ismertett lelet a Magyarpolány Mp-39. sz. mélyfúrás 582,9—583,0 m mélységközéből származik, ahonnan BERNARDT B. mintavételéből KROLOPP E. iszapolta ki a szóbanforgó leletet: két *Cricetida* fogat. Az anyag vizsgálatra átengedéséért mindkettőjüket köszönet illeti.

Az oligocén Ny felé kiterjedt ingressziójának egyik legtávolabbi pontjáról származó lelet rétegtani szerepén túlmenően ősföldrajzi szempontból is érdekes. Ezért alábbiakban ismertetem itt a — különben őslénytanilag is fontos — leletet.

*Eucricetodon* (*Pomelimys*\* n. sg.) *bakonyensis* n. sp.

I. tábla 1—2

H o l o t í p u s : MÁFI-V. 12 686 — M<sup>1</sup>sin

T í p u s l e l ő h e l y : Magyarpolány Mp-39. sz. fúrás, 582,9—583,0 m.

T í p u s - r é t e g é s k o r a : szápári (?) összlet, rupéli.

A h o l o t í p u s m é r e t e i : 2,10—1,40 mm.

\* NICOLAS-AUGUSTE POMEL (1821—1898) emlékének, akinek 1853-ban felállított oligocén *Cricetida*-taxonjait (*Myarion* nemzetség, *M. antiquum*, *musculoides*, *minutum*, *angustidens* és *Cricetus musculus* fajok) az utókor az eredeti vizsgálati anyag későbbi elkallódása miatt elvetette. Ugyancsak POMEL volt az, aki az első átfogó harmadidőszaki teresztrikus (gerinces-)sztratigráfiát alkotta (POMEL 1853).

**Diagnózis:** Közepes méretű Eucricetodon-faj zömök, brachiodont  $M^1$ -gyel, melyet a domború linguális perem, vaskos, kerek belső kúpok, ezeket lefűződt belső peremeiket összekötő, hosszú, egyenes hosszgát, hosszú mesolof mellett protoconus-hátsótaraj-tüske, vaskos, de egyszerű parastylus (anteroconus) jellemez — és különíti el a nem ismert két fajcsoportjától.

**Összehasonlítás:** Az oligocén Cricetodontidák — bár nem képeznek önmagukban zárt rendszertani egységet — a miocén hörsögféléktől élesen eltérnek. Ezt a különállásukat gyakorlatilag 1925-ig, vagyis S. SCHAUB alapvető monográfiájának megjelenéséig semmi sem mutatta. Ebben az alapvető munkában a baseli kutató Paracricetodon és Heterocricetodon néven különít el egy sor oligocén — alsó-miocén fajt a későbbiektől — nem említve a már eredetileg is teljesen különállóként leírt három Melissiodon fajt. Egy további csoportot azonban elődeihez hasonlóan meghagy a Cricetodon nemzetségben.

40 évi szünet után L. THALER (1966) ezt a csoportot Eucricetodon néven önálló nemzetséggé választja el a Cricetodon nemzetségben megmaradt fajoktól (a miocén alakok zömét közvetlenül előtte, 1964-ben V. FAHLBUSCH Democricetodon és Megacricetodon nemek alatt különíti el a Cricetodon s. str.-tól, azonkívül mások további fajokat választottak még le az eredeti „nagygenusról”). Két évre rá (THALER 1968) egy további nemzetséget állít fel, a Pseudocricetodon-t, diagnózist azonban sem erről, sem az Eucricetodon-ról nem ad; csak jelzi, hogy eltérő evolúciós vonalat képviselnek, melyek diagnosztikus elválasztása még nehézségekbe ütközik.

Ebben az értelemben új fajunk egyszerűbb, brachyodont-conodont felépítésű fogazata, valamint domború linguális pereme révén kétségkívül az Eucricetodon csoporthoz sorolandó, anélkül azonban, hogy az ebben összefoglalt fajok két evolúciós vonala közül bármelyikbe besorolható volna. Ezért szükségesnek mutatkozott, egyelőre alnemzetség-szinten — amivel az Eucricetodon-hoz való nagyobb hasonlóságát érzékeltetjük — elválasztani az ismert, bár elég rosszul elhatárolt oligocén alakoktól. Az elkülönítés alapja elsősorban a feltűnően hosszú, egyenes, a proto- és metaconus elülső, illetve hátsó diagonális élettől határozottan lefűzőtt hosszgát, illetve a jól fejlett mesoloph mellett fellépő — csak  $M^2$ - $M^3$  esetében ismert — kis másodlagos bordácska. Ezek mellett a részben progresszív jellegek mellett feltűnő a fog általánosan igen primitív felépítése (az anteroconus leszámításával igen rövid, zömök forma, brachyodont-conikus kúpok stb.), ami egyaránt az önálló evolúciós vonal mellett szól.

Bár új taxon sztratigráfiai vitákban általában gyenge érv, az itt leírásra került Cricetida általános primitív jellegeivel jól illeszkedik bele az oligocén hörsögfélék legprimitívebb, középső-oligocén — korai-felső-oligocén alakjai sorába.

Ha végigtekintünk az eddig innen leírt alakok során, azt látjuk, hogy az egyik Eomyida, a gannai *Metomys noszkyi* az Eomys nemzetséggel részben párhuzamos, de jóval ősbibb jellegű alak (KRETZOI 1955); a másik, a suri *Pseudotheridomys (Anomegodus) baconicus* a nemzetség különlegesen primitív képviselője (KRETZOI in JÁMBOR et al. 1971); a Pusztavámról ismertetett Cricetida, a *Heterocricetodon (Alsocricetodon) telonii* végül az ugyancsak középső — felső-oligocén Heterocricetodon nemzetség egy igen primitív — talán oldalági — képviselője (uo.). Ezért leszögezhetjük, hogy a dunántúli oligocén sorozat alsó tagját képviselő szápári képződményeket a rupéliába, a ronzonei faunaszint felső részébe helyezhetjük.

### Potamotherium-lelet Egerből

BÁLDI T. legutóbb Egerben járva, a Wind-téglagyárból, az egerien sztratotípus-lelőhelyéről ősemlős-végtagcsontot gyűjtött. Meghatározásra való átengedéséért köszönet illeti. A lelet — egy felkarcsont-diafizis — taxonális ismereteinket nem gyarapítja, első előfordulása azonban a Kárpát-medence ősemlős-faunáját bővíti, másrészt viszont mint sztratotípus-faunájának tagja, szintén kiemelt jelentőségű előfordulást képvisel. Ezért adatát rögzítenünk kell.

*Potamotherium vuletoni* (E. GEOFFROY 1833)

Vizsgált anyag: MÁFI-V. 12 687; bal humerus diafizise.

Az oldalt jellegzetesen lapított, hatalmas delta-tarajú felkarcsont eltéveszthetetlenül egy igen magasan specializált vidraféle alakhoz tartozik, amilyent gyakorlatilag csak egyet ismerünk: ez az oligo-miocén elterjedésű, gazdag leletanyagai révén teljes anatómiai felépítésében feltűnően jól ismert *Potamotherium vuletoni*. A lelet mind méreteiben, mind alakjában beleillik a faj variációs körébe, így viszonylag hiányos megtartása mellett is biztosan volt meghatározható.

A faj gyakorlatilag minden előzmény nélkül jelenik meg, mint a maga fejlődési irányában a mai vidráknál is sokkal magasabban specializált, magas fejlettségű ragadozó. Bár számos kísérlet történt a faj továbbélésének, illetve a belőle leszármazott felső-miocén taxonok kimutatására, egyelőre biztos utód nélküli, az akvitáni végével eltűnt fajnak kell elkönyvelnünk, mint ahogy a katti előtti előfordulását sem ismerjük (VIRET 1929).

Időbeli elterjedésének ismert kezdő- és végpontja a katti eleje és az akvitán vége, időben tehát pontosan az egerien időtartamát tölti ki. Miután egri új előfordulása éppen a sztratotípus-lelőhelyről való, nem érdektelen, hogy az egyetlen innen előkerült emlősmaradvány fajtöltője az emelet időtartamával egyező.

### Felső-pliocén orrszarvú-lelet Rákosról

1979 novemberében PÉCSI M. akadémikus az MTA Földrajztudományi Kutatóintézete térképezésénél az év őszén begyűjtött ősemlős-leletre hívta fel a figyelmet, melyet volt szíves meghatározásra átengedni. A lelet önmagában talán nem is érdemelne meg az irodalomban való külön említést, rétegtani — és ebből következő paleohidrológiai — jelentősége azonban megkívánja, hogy röviden foglalkozzunk vele.

A kérdéses lelet a Budapest keleti részén É—D irányban lefutó kavics — homok vonulat alsó, kékesszürke homok kötőanyagú, kisebb szemű kavics-tagjából származik. Röviden a következőkben ismertetem.

*Stephanorhinus megarhinus* (DE CHRISTOL 1835)

I. tábla 3—4

Vizsgálati anyag: MÁFI-V. 12 688 — Jobb oldali calcaneus, felületén helyenként görgettség nyomaival, különben teljesen ép.

Méretei: teljes hossza 139 mm, szélessége 79 mm, a corpus keresztmetszete 63 × 41 mm.

A lelet méreteiben, arányaiban, alakjában teljesen megegyezik a felső-pliocén nagytestű orrszarvújának sarokcsontjával, viszont mind méreteiben,

mind arányaiban jól eltér az alsó-pleisztocén — középső-pleisztocén *S. etruscus*-ától, de a középső- és felső-pleisztocén két orrszarvújától, a ritka *Procerorhinus hemitoechus*-tól, illetve felső-pleisztocénünk nagyemlőstől, a *Coelodonta antiquitatis*-tól is, vagy a *Stephanorhinus jeanvireti*-tól, mely karcúságával és kisebb méreteivel tér el. Ugyanígy aligha jöhetnek itt tekintetbe az alsó-pliocén alakok.

A faj kettős rétegtani jelentősége: 1. csak a felső-pliocénben élt (nem tisztázott, de itt nem lényeges, hogy élettartama mennyire terjedt át a rusciniumból a csarnótanumba is) és 2. mint kora egyetlen európai orrszarvúfaja, nem tévesztendő össze más, vele egykorú, de nagyobb időbeli elterjedésű alakokkal.

A rákosi előfordulás igazi jelentősége azonban nem korhatározó szerepében van, a kavics-összletből — a faj korábban gyűjtött fogain kívül — ismerünk ugyanis néhány, a felső-pliocénre éppúgy jellemző emlősfajt (*Anancus arvernensis*, *Parabos* sp., *Dolichopithecus rusciniensis* stb.), melyek eddig is megnyugtatóan igazolták e kavics — homok sorozat felső-pliocén korát.

Ezzel szemben a rákosi lelet újra és most már kényszerítően veti fel a problémát: ha igaz, hogy a Budapest K-i peremsávjában elterülő, a fedőben vörös kötőanyagú durvakavicsrétegekből, fekéjében viszont szürke homokos köztesanyagba ágyazott kisebb szemű kavicsokból álló üledéktest alsó tagja felső-pliocén korú, akkor foglalkoznunk kell azzal a kérdéssel is, hogy tényleg alsó-pleisztocén-e a Duna mederkialakítása, illetve áttörése a Visegrádi-szoroson. Ha ugyanis elfogadjuk e folyóvízi kavicsok pliocén kora mellett SCHAFARZIK és VENDL (1929) megfigyeléseit, melyek szerint a „pliocén” kavicsok alsó részén gyakoriak az andezitgörgetegek (1929, p. 156., 97. ábra) és azt a megállapításukat, hogy a kavicsanyag „túlnyomórészben fehér szemcsés kvarc, de mellette fehér kvarcít-pala is található. Azonkívül előfordulnak még színes kvarcféleségek, vörhenyesek, kékesek, sőt feketék is. . . Egyéb kőzetek a violás kvarcporfír, a gránit, a gránit-gnájsz, csillámos gnájsz, a granulit és pegmatit, amelyek nagyrészt alpesi eredésűek és Ausztria területéről valók; kisebb részben pedig honiai . . .” (l. c. p. 155.), akkor a kavicsok ugyanúgy dunaiak, mint a felettük települt „pleisztocén” kavicsok — csak emezek, mint fluvio-glaciális lehordás eredményei, sokkal nagyobb szeműek (ugyanakkora transzport mellett is!).

Ezzel a pliocén „Duna” kérdése tulajdonképpen el is dőlt. Hogy mégis újra szóba hozzuk, annak egyetlen oka, hogy újra vitatottá vált. Úgy hisszük, ellenérvek hiányában pillanatnyilag valamennyi ismert tényadat a pliocén eredet mellett szól.

## IRODALOM

- ÉHİK Gy. 1929: A szápári Anthracotherium. (The Anthracotherium valdense szápárensen. subsp.) — Állatt. Közl. 24. 1—2. pp. 77—81. (magy.), 116—120 (Eng.), 1 ábra.
- FÖLDVÁRI-VOGL M. — KRETZOI M. 1961: Kritische Untersuchungen über die Anwendbarkeit des Fluorverfahrens. — Acta Geol. 7. pp. 13—28. 1 Abb.
- HANTKEN M. 1868: Jelentés a magyarhoni barnaszéntelegek átkutatásának eredményéről. — Magyarh. Földt. Társ. Munk. 4. pp. 40—47.
- JÁMBOR Á. — KÖRPÁS L. — KRETZOI M. — PÁLFALVY I. — RÁKOSI L. 1971: A dunántúli oligocén képződmények rétegtani problémái. (Stratigraphische Probleme des Transdanubischen Oligozäns.) — Földt. Int. Évi Jel. 1969-ről, pp. 141—153 (magy.), 154 (dtseh), 1 ábra.
- KRETZOI M. 1940: Alttertiäre Perissodactylen aus Ungarn. — Ann. Mus. Nat. Hung. 33. pp. 87—97. Taf. 3.



- KRETZOI M. 1952: Új Eomyida a Bakonyból. (New Eomyid from the Bakony Mountains.) — Földt. Közl. 82. pp. 88 (magy.), 88–89 (Eng.).
- KRETZOI M. 1955: Milyen őssallatok éltek hazánk területén? (A Magyar Föld ősséletmaradványai.) — TIT Útmutató 19. pp. 1–20.
- POMEL N. A. 1853: Catalogue méthodique et descriptif des Vertébrés fossiles découvert dans le Bassin hydrographique supérieur de la Loire, et surtout dans la vallée de son affluent principal, l'Allier. — Ann. Sci. Litt. Industr. Auvergne, 25. pp. 337–380 (Sep. 1852), 26. pp. 81–229 (1853).
- SCHAFARZIK F. — VENDL A. 1929: Geológiai kirándulások Budapest környékén. 1–343. p.
- SCHAUB S. 1925: Die hamsterartigen Nagetiere des Tertiärs und ihre lebenden Verwandten. — Abh. Schweiz. Pal. Ges. 45. pp. 1–114. Taf. 1–5.
- THALER L. 1966: Les rongeurs fossiles du Bas-Languedoc dans leurs rapports avec l'histoire des faunes et la stratigraphie du tertiaire d'Europe. — Mém. Mus. Nat. Hist. Nat. C. 17. pp. 1–195. Pl. 1–27.
- THALER L. 1968: Rongeurs nouveaux de l'Oligocène moyen d'Espagne. — Palaeovert. 2. 5. pp. 191–207, Fig. 1–9.
- VIRET J. 1929: Les faunes de Mammifères de l'Oligocène supérieur de la Limagne Bourbonnaise. — Ann. Univ. Lyon, N. S. 47. pp. 1–328. Pl. 1–31.

**I. tábla — Plate I**

*Eucricetodon (Pomelomys n. sg.) bakonicus n. sp.* — M<sup>1</sup> sin.

1. Rágófelületi kép — Kauflächenbild (36×)

2. Buccális nézet — Seitenansicht (18×)

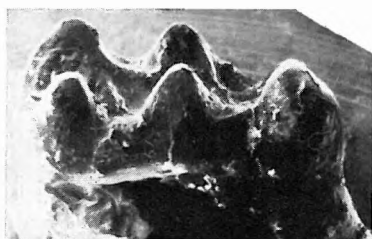
*Stephanorhinus megarhinus (DE CHRISTOL)* — Calcaneus dext.

3. Kívülről — Aussenansicht (0,7×)

4. Belülről — Innenansicht (0,7×)

1—2. Stereoscan felv. MÁFI

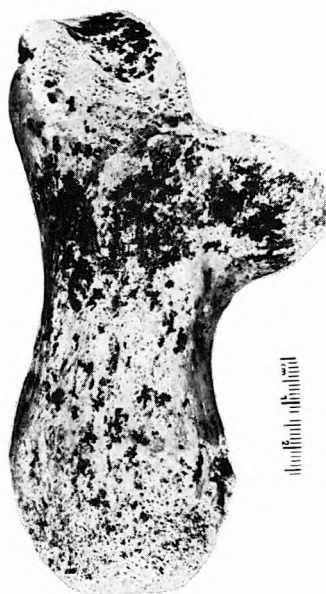
3—4. Fotó PELLÉRDY



2

3

4



szárazkőröslő



szárazkőröslő

WICHTIGERE STREUFUNDE IN DER WIRBELTIERSAMMLUNG  
DER UNGARISCHEN GEOLOGISCHEN ANSTALT

(6. Mitteilung)

VON

M. KRETZOI

Drei Säugetierfunde werden hier von verschiedenen Fundstellen bekanntgegeben, die z. T. als paläontologische Objekte, z. T. aber als Funde stratigraphischer Bedeutung veröffentlicht werden.

Der erste Fund ist ein Cricetiden-M<sup>1</sup> aus dem — wohl mitteloligozänen — Liegenden der transdanubischen Oligozän-Transgression (NO Transdanubien), aus einer Tiefbohrung bei Magyarpolány geschlämmt wurde. Es handelt sich um eine neue Evolutionslinie der Eucricetodon-Gruppe oligozäner Hamster, der kurz folgend charakterisiert werden kann:

*Eucricetodon (Pomelimys n. sg.) bakonyensis n. sp.*

Tafel I, Fig. 1–2

H o l o t y p u s : MÁFI-V. 12 686; M<sup>1</sup> sin.

T y p u s l o k a l i t ä t : Magyarpolány, Tiefbohrung Mp-39, Tiefe 582,9–583,0 m.

G e o l o g i s c h e s A l t e r : Rupel.

D i a g n o s e : Mittelgrosse Eucricetodon-Art, mit massiv gebautem, brachyodont-rundhöckerigem M<sup>1</sup>, an dem der gerade, besonders lange, so gegen Proto-, wie Hypocon abgeschnürte Längsgrat, schwach, aber deutlich ausgebildeter vorderer Mittelsporn, sowie besonders stark konvexer Innenrand gegen eine Eingliederung in eine der zwei Eucricetodon-Artengruppen spricht.

Die allgemeine Primitivität des Zahnes bürgt für ein eher mittel- als oberoligozänes Alter, was einen weiteren Beweis für die rupelische Altersstellung dieser terrestrisch-fluviatilen Liegendserie des transdanubischen Oligozän-komplexes liefert.

Der zweite Fund — eine Humerusdiaphyse von *Potamotherium valetoni* (E. GEOFFROY 1833) ist das erste Vorkommen der Art, bzw. Gattung aus Ungarn und ausserdem — nachdem es von der WINDT-schen Ziegelgrube in Eger, also von der Stratotypen-Fundstelle des Egerien stammt und exakt die Zeitspanne bevölkerte, die dem Egerium (Chatt-Aquitän) entspricht — von besonderer Bedeutung ist.

Der dritte Fund, ein Calcaneum von *Stephanorhinus megarhinus* (DE CHRISTOL 1835) (Tafel I, Fig. 3–4), stammt aus dem hohen Schotterkörper im O der Hauptstadt, von Rákoskeresztúr und verleiht diesem Schichtenpaket sicher oberpliozänes Alter, was für die Alterstellung des Donaudurchbruches bei Visegrád, bzw. oberpliozänes Alter des frühesten Schotterkegels der Donau am NW-Rand der Grossen Ungarischen Tiefebene von Bedeutung ist.

## A MAGYARORSZÁGI ENGELHARDIA FAJOK RÉTEGTANI, ÖKOLÓGIAI ÉS CÖNOLÓGIAI SZEREPE

PÁLFALVY ISTVÁN

A M. Áll. Földtani Intézet Gyűjteményében számos fúrás és külszíni feltárás növényanyagának meghatározása, revíziója során nagyszámú Juglandaceae maradványt vizsgált a szerző. Dolgozatában az *Engelhardia* maradványok leírását és magyarországi elterjedését adja. Az *Engelhardia orsbergensis* a Mecsek hegység és Ipolytarnóc tufás képződményeiben, az *Engelhardia macroptera* pedig a csörögi és a magyaregregyi feltárásokban a leggyakoribb.

*Engelhardia* levélkék és szárnyas termékek a középső-eocéntól a felső-pannonig ismeretesek. Az idő függvényében a szakaszosan ismétlődő éghajlat-folyamatok gyakorisága folytán más-más vegetációtípusban, erdőformációban fordulnak elő.

A Magyar Állami Földtani Intézet gyűjteményében tárolt növényanyag vizsgálata, revíziója során a külszíni feltárások, kutatófúrások harmadidőszaki üledékeiből a diófélék: *Juglans*, *Carya*, *Pterocarya*, *Platycarya*, *Engelhardia* számos levél- és termésmaradványát határoztam meg. Ökológiai, cönológiai, éghajlati, réteg- és őslénytani szempontból jelentősek. Közülük több az új adat.

Az *Engelhardia* maradványok hazai elterjedését a gyűjteményanyag és az irodalmi adatok újraértékelése alapján rétegtanilag rögzítem. Számot adok továbbá a különböző flóratípusokban való időbeni szerepükről.

Az egyes levélkék, levéltöredékek (fol.), szárnyas termékek (fr.) a következő korokból és lelőhelyekről kerültek elő:

Középső-eocén: Tatabánya Hosszúhajtai-völgy (fol. et fr.)

Felső-eocén: Budapest Gellérthegy (fr.), Óbuda (fr.)

Alsó-oligocén: Budapest Batthyány tér és Kapás utca-Metro (fr.), Budatújlak (fol. et fr.), Csillaghegy (fol. et fr.); Eger Kiséged (fol. et fr.), volt érseki téglagyári agyagnyerő (fol.).

Középső-oligocén: Budapest Óbuda (fr.); Noszvaj Hercegoldal (fr.)

Egerien: Eger volt Wind-féle agyagnyerő (fol. et fr.); Csörög Kigyó-hegy (fr.); Kesz-tőle (fr.).

Ottományi: Ipolytarnóc (fol. et fr.); Magyaregregy Almás-patak (fol. et fr.); Vár-alja (fol.); Salgótarján (fr.)

Kárpátién: Magyaregregy Farkasordítói-árok és Leánykői-völgy (fol. et fr.)

Bádenien: Eger Tihamer-dűlő (fol. et fr.)

Szarmata: Erdőbénye; Tállya (fol. et fr.)

Alsó-pannóniai: Rudabánya (fr.)

Felső-pannóniai: Rózsaszentmárton (fr.)

## Rendszertani leírás

Juglandaceae

*Engelhardia* LECHEN et BLUME 1825 (= *Engelhardtia* C. DC. 1862)*Engelhardia orsbergensis* (WESS. et WEB. 1856)

JÄHN. — MAI — WALTHER 1977

I. tábla 1—4, 12—13

1914. *Myrica banksiaefolia* — JABLONSKY pp. 243—244. T. 10. f. 4—5.  
 1957. *Schinus oligocaenicum* — ANDR. et NOVAK p. 49. T. 2. f. 6—7., T. 3. f. 9.  
 1959. *Anacardites* sp. cf. *Schinus molle* L. — ANDREÁNSZKY p. 151. T. 45. Text. Abt. 147.  
 1959. *Myrica lignitum* — pro p. RÁSKY p. 454.  
 1963. *Schinus oligocaenicum* — ANDREÁNSZKY p. 100. T. 2. f. 13.  
 1964. *Myrica acuminata* — PÁLFALVY p. 188.  
 1976. *Myrica banksiaefolia* — PÁLFALVY p. 95.

A szinonimákat lásd: JÄHNICHEN — MAI — WALTHER (1977, p. 326).

**A n y a g é s e l ő f o r d u l á s :** A Mecsek hegység és Ipolytarnóc területén a riódácittufában illetve tufitokban az ép és töredékes levélkéek számos példánya található. A faj első hazai leírására itt kerül sor.

**L é í r á s :** A levelek szárnyasak. Az egyes levélkéek alakja, nagysága változó. Tojásdad formájúak vagy széles-lándzsásak, keskeny-elliptikusak. A levélkéek hossza 15—68 mm, szélessége 4—14 mm között változik. Alapjuk nyélbe keskenyedő, lekerekített, gyengén aszimmetrikus. Csúcsuk többnyire kihegyezett vagy tompán háromszög alakúan hosszán kihúzott. A levélkéek széle többnyire felső felükben hegyes fogakkal, egyenlőtlenül gyengén fűrészes élű. Ritkán ép szélűek. Az elsőrendű vagy középér erős. A másodrendű vagy oldalerek finomak, sűrűn állók és ívesen haladnak (camptodromok), a szélíg futó craspedodrom átmenettel. A köztes harmadrendű erek száma 1—3. A negyedrendűek szabályosan apró hálózatosak.

A mecseki és ipolytarnóci levélkéek az orsbergi leletekkel megegyeznek. Más lelőhelyekről előkerült maradványok a korfelsorolásnál szerepelnek. Ez a faj Európa számos oligocén—miocén lelőhelyéről ismeretes. Főleg a meleg fázisok eleme.

JÄHNICHEN et al. (1977) alaktani és anatómiai vizsgálatai alapján a fossziliákhoz leginkább az *Engelhardia (Oreomunnea) mexicana* STANDL. levelei hasonlítanak. Ez a faj Közép-Amerika területein az örökzöld hegyvidéki esőerdők fája. Kelet-Mexikóban viszont a montán erdők mezofil kevert erdőformációinak tagja, ahol holarktikus elemekkel társul.

*Engelhardia macroptera* (BRONGNIART 1828) UNGER 1866

I. tábla 5—11

1952. *Engelhardtia brongniarti* — PÁLFALVY p. 64. Text. Abb.  
 1952. *Engelhardtia brongniarti* — VITÁLIS—ZILAHY p. 165. T. 20. f. 50., T. 21. f. 5b.  
 1953. *Engelhardtia brongniarti* — PÁLFALVY p. 178. T. 1. f. 4.  
 1956. *Engelhardtia brongniarti* — RÁSKY p. 169. T. 27. f. 1.  
 1963. *Engelhardtia macroptera* — NAGY—PÁLFALVY p. 232. T. 6. f. 2.  
 1964. *Engelhardtia brongniarti* — RÁSKY p. 77. Pl. 7. f. 5., 6—7.  
 1965. *Engelhardtia brongniarti* — RÁSKY p. 86. Pl. 4. f. 11.  
 1978. *Engelhardtia macroptera* — PÁLFALVY p. 314. T. 2. f. 3.

A szinonimákat lásd: JÄHNICHEN — MAI — WALTHER (1977, p. 346), és KIRCHHEIMER (1957, p. 164).

**A ny a g é s e l ő f o r d u l á s :** A Mecsek hegység területén az Almáspatak medrében, az alsó tufás padban, továbbá Csörög környékén az egerien üledékekben a leggyakoribb. Más lelőhelyeken (l. a korok szerinti felsorolást) szórványos előfordulása.

**L e í r á s :** A terméseket ún. gallér veszi körül. Ez általában három nagyobb, ritkán egy negyedik, félkör vagy szabálytalan alakú, kisebb hártvás szárnyból áll. A szárnyak alakja, nagysága nagyon változó. A középső mindig a leghosszabb, 30–63 mm. A szárnyak hosszan-lándzsásak. A középső és az oldalsó szárnyak által bezárt szög 30–50°. Csücsi részük lekerekített vagy kihúzott. Alapjuk felé kissé keskenyedő. Felső harmadukban a legszeleesebbek. A szárny alsó felében két, aránylag erős másodrendű ér a főérrel párhuzamosan halad. A csücsi részen oldalereket bocsát ki, szabálytalanul anasztomizál. Erezetük ívesen haladó vagy széléig futó átmenetet mutat. A hártvás, szárnyas cupulával kis részben takart diótermés kevés példányon látható. Legtöbb esetben hiányzik.

Ehhez, a harmadidőszakban olyan nagy elterjedésű fajhoz leginkább az *Engelhardia roxburgiana* LINDL. ex WALL. (= *E. wallichiana* LINDL.) szárnyas termései hasonlítanak. Ez a faj Hátsó-India, Burma, az indonéziai szigetvilág, Dél-Kína területein otthonos. Az örökzöld széles levelű és a mezofil kevert erdők tartozéka.

Az *Engelhardia* fajok elterjedési területe ma részekre tagolt, diszjunkt areájú. Ázsiában a Himalája déli lejtőitől a maláj szigetvilágig, keletre Közép-Kínáig terjed, de Közép-Amerikában is megtalálhatók.

Délkelet-Ázsiában a *Lauraceae*, *Fagaceae* fajokkal és néhány kevésbé széles elterjedésű család képviselőivel az örökzöld erdők tagjai. Az indomaláji flóraterület montán övében *Podocarpus*, *Lauraceae*, *Quercus*, *Lithocarpus*, *Pasania*, *Castanopsis*, *Engelhardia* fajok a jellemzők. Északabbra Assam, Burma, Laosz, Vietnam hegyvidéki szubtrópusi (paratrópusi) erdőtársulásaiban *Cinnamomum*, *Litsea*, *Quercus*, *Lithocarpus*, *Castanopsis* a leggyakoribb.

Assam hegyvidékén tömeges az *Engelhardia*. 1500 m magasságban Shilon éghajlata a következő: a leghidegebb hónap középhőmérséklete 10 °C, a legmelegebbé 21 °C, az évi átlag 16,5 °C, az évi csapadék mennyisége 2000 mm.

Közép-Kínában babérfélékkel és tölgyekkel az alacsony hegyvidéki, Dél-Kínában a magas hegységi örökzöld esőerdők állományalkotó fája. Ezekben főleg örökzöld *Quercus* és *Castanopsis* fajokkal társul. Másodlagos erdőkben *Pinus*, *Keteleeria*, *Liquidambar* fajokkal is gyakran előfordul.

Kelet-Mexikóban a hegyvidéki mezofil kevert erdőformációk tagja. Lombhullató, holarktikus *Liquidambar*, *Nyssa*, *Acer*, *Ulmus*, *Ostrya*, *Carpinus*, *Juglans*, *Carya* fajokkal társul.

Hazánkban *Engelhardia* maradványok a középső-eocéntól a felső-pannonig ismereteseek. Különösen a meleg fázisok növénytársulásainak volt gyakori eleme. Cönológiai tekintetben a szubtrópusi – paratrópusi esőerdőkben, a szubtrópusi babér lombú erdőkben, részben szárazságkedvelő elemekkel a mezofil erdőkben, kedvező körülmények között még a mérsékelt típusú melegebb lombhullató erdőkben is tenyésztek. Ez az idő függvényében a szakaszosan ismétlődő éghajlat-folyamatok gyakoriságából és annak következtében a vegetáció-típusok változásából, az erdőformációk összetétele alapján rögzíthető.

Legtöbb maradvány az egerien és az ottngien rétegekből került elő. A csörögi Kígyó-hegy, Eger, Ipolytarnóc és a Mecsek hegység területén a babér-

levelűekkel, *Calamus*, *Sabal* és *Trachycarpus* pálmákkal jellegzetes társulás-alkotó volt, speciális biozónát képezve. Más korok üledékeiben kevésbé gyakori, vagy csak szórványos előfordulása.

### IRODALOM

- ANDREÁNSZKY G. 1959: Die Flora der sarmatischen Stufe in Ungarn. — Akad. Kiadó, Budapest.
- ANDREÁNSZKY G. 1963: Das Trockenelement in der alttertiären Flora Mitteleuropas auf Grund paläobotanischer Forschungen in Ungarn. — *Vegetatio*, 11. 3. pp. 95—111. Hága.
- ANDREÁNSZKY G. 1965: Középső-oligocén növénymaradványok Eger környékén. — *Heves megye Múz. Közl.* 3. pp. 7—22. Eger.
- ANDREÁNSZKY G.—KOVÁCSNÉ SONKODI É. 1955: A hazai fiatalabb harmadidőszaki flórák tagolódása és ökológiája. — *Földt. Int. Évk.* 44. 1. pp. 1—326.
- ANDREÁNSZKY G.—NOVÁK E. 1957: Neue interessante tertiäre Pflanzenreste aus Ungarn. 111. — *Ann. Hist. Nat. Mus. Nat. Hung. Ser.* 8. pp. 43—55.
- JABLONSKY J. 1914: A tarnóci mediterrán korú flóra. — *Földt. Int. Évk.* 22. 4. pp. 229—273.
- JÄHNICHEN H.—MAI D. H.—WALTHER H. 1977: Blätter und Früchte von *Engelhardia* Lesch. ex Bl. (Juglandaceae) aus dem europäischen Tertiär. — *Fedd. Repert.* 88. 586. pp. 323—363. Berlin.
- KIRCHHEIMER F. 1957: Die Laubgewächse der Braunkohlenzeit. — pp. 1—783. Halle/S.
- KVAČEK Z. 1972: *Engelhardia*-leaves in the European Tertiary. — *Cas. Miner. Geol. Roc.* 17. 1. pp. 25—31. Prague.
- KRETZOI M.—KROLOPP E.—LÓRINCZ H.—PÁLFALVY I. 1976: A rudabányai alsópanóniai prehomínidás lelőhely flórája, faunája és rétegtani helyzete. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1974-ről, pp. 365—394.
- LEROY J. F. 1955: Etude sur les Juglandaceae. A la recherche d'une conception morphologique de la fleur femelle et du fruit. — *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat. Ser. B. N. S.* 6. 1. pp. 1—246. Paris.
- NAGEL K. 1914: Studien über die Familie der Juglandaceae. — *Bot. Jb. Syst.* 50. pp. 459—530. Leipzig.
- NAGY E.—PÁLFALVY I. 1960: Neuartige Anwendung paläobotanischer Methoden in der Stratigraphie. — *Acta Bot. Acad. Sci. Hung.* 6. 3—4. pp. 383—388.
- NAGY E.—PÁLFALVY I. 1963: Az egri téglagyári szelvény ősnövénytani vizsgálata. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1965-ről, pp. 281—287.
- PÁLFALVY I. 1952: Alsó-pliocén növénymaradványok Rózsaszentmárton környékéről. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1949-ről, pp. 63—66.
- PÁLFALVY I. 1953: Középső-miocén növények Magyaregregy környékéről. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1950-ről, pp. 175—180.
- PÁLFALVY I. 1964: A Mecsekhegység helvét-torton flórája. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1961-ről, pp. 185—199.
- PÁLFALVY I. 1966: *Stenochlaena*-maradvány a tatabányai eocénből. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1964-ről, pp. 355—359.
- PÁLFALVY I. 1967: Oligocén növénymaradványok Keszthely környékéről. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1965-ről, pp. 281—287.
- PÁLFALVY I. 1976: Az ipolytarnóci lábnyomos homokkő növénymaradványai. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1974-ről, pp. 95—96.
- PÁLFALVY I. 1978: Alsóoligocén növénymaradványok a Metro szelvényének budai szakaszából. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1976-ről, pp. 111—120.
- RÁSKY K. 1956: Fosszilis növények a Budapest környéki „budai” márgaösszetből. — *Földt. Közl.* 86. 2. pp. 187—189.
- RÁSKY K. 1959: The fossil flora of Ipolytarnóc. — *J. Paleont.* 33. 3. pp. 453—461. Tulsa, Oklahoma.



- RÁSKY K. 1964: Studies of tertiary plant-remains from Hungary. — Ann. Hist. Nat. Mus. Nat. Hung. Ser. 56. pp. 63—69.
- RÁSKY K. 1965: A contribution to the study of tertiary plant-remains from Hungary. — Ann. Hist. Nat. Mus. Nat. Hung. Ser. 57. pp. 81—94.
- VITÁLIS GY. — ZILAHY L. 1952: Csörög környéki harmadidőszaki növénymaradványok. — Ann. Biol. Univ. Hung. 1. pp. 161—170.

## STRATIGRAPHISCHE, ÖKOLOGISCHE UND ZÖNOLOGISCHE ROLLE DER ENGELHARDIA-ARTEN AUS UNGARN

von  
I. PÁLFALVY

Im Laufe der Bestimmung und Revision des Pflanzenmaterials zahlreicher Bohrungen und Obertagsaufschlüsse in der Sammlung der Ungarischen Geologischen Anstalt hat Verfasser eine Anzahl von Juglandaceae-Resten untersucht. In seinem Aufsatz gibt er die Beschreibung dieser Formen und ihre Verbreitung in Ungarn an. *Engelhardia orsbergensis* kommt in Tuffbildungen im Mecsek-Gebirge und bei Ipolytarnóc in Nordungarn. *Engelhardia macrop-tera* ihrerseits in den Aufschlüssen bei Csörög und Magyaregregy am häufigsten vor.

Blättchen und geflügelte Früchte von *Engelhardia* sind uns vom mittleren Eozän bis zum Oberpannon bekannt. Infolge der Häufigkeit der sich zeitlich stufenweise wiederholenden klimatischen Vorgänge kommen diese Reste jeweils in anderem Vegetationstyp, in anderer Waldformation vor.

Ein Verzeichnis der Fundorte der Fossilien je nach geologischem Alter ist im ungarischen Text gegeben.

## I. tábla — Tafel I

- 1—3. *Engelhardia orsbergensis* (WESS. et WEB.) JÄHN. et al.  
Magyaregregy Almás-patak (ottnangien) 1×
4. *Engelhardia orsbergensis* (WESS. et WEB.) JÄHN. et al.  
Magyaregregy Almás-patak (ottnangien) 2×
5. *Engelhardia macroptera* (BRONGN.) UNG.  
Budapest Batthyány tér (alsó-oligocén — Unteroligocen) 1×
6. *Engelhardia macroptera* (BRONGN.) UNG.  
Magyaregregy Leánykő (kárpátien) 1×
7. *Engelhardia macroptera* (BRONGN.) UNG.  
Eger Wind-féle téglagyár (egerien) 1×
- 8—9. *Engelhardia macroptera* (BRONGN.) UNG.  
Magyaregregy Farkasordító (kárpátien) 1×
- 10—11. *Engelhardia macroptera* (BRONGN.) UNG.  
Rózsaszentmárton (pannóniai) 1×
12. *Engelhardia orsbergensis* (WESS. et WEB.) JÄHN. et al.  
Magyaregregy Leánykő (kárpátien) 2×
13. *Engelhardia orsbergensis* (WESS. et WEB.) JÄHN. et al.  
Magyaregregy Farkasordító (kárpátien) 2×





## ÚJABB ADATOK AZ ÖSSZESÜLT TUFALEPLEK ÉS IGIMBRITEK ISMERETÉHEZ

VARGA GYULA

Az összesült tufaleplek és ignimbrit összletek már évtizedek óta a geológusok és petrográfusok érdeklődésének előterében állnak, ennek ellenére a képződmény pontos definícióját és keletkezésének mechanizmusát illetően még ma is nagyok a véleménykülönbségek. A szakirodalomban igen sok egymástól eltérő elnevezést használnak, melyek meglehetősen zavarják az egyértelműséget.

Hazai viszonylatban igen nagykiterjedésű és jelentős vastagságú képződményeket sorolunk ezek közé: 1. horzsaköves alsó riolitártufa (ottnangien), 2. riolitignimbrit (ottnangien), 3. horzsaköves piroxéndácit-ártufa és -ignimbrit (kárpátien), 4. horzsaköves dácitártufa (kárpátien).

A fentiek mindegyike külön-külön összletnek tekinthető. Elsősorban az ásványtani jellegeik, de a kémiai összetételük is eltérő. Keletkezésüket kétféle explózióval magyarázhatjuk. Az egyik a centrális vulkánból, a másik az aktív árokba való explózió. Hazánkban mindkettőre találtunk példát. A képződmények további vizsgálatának ki kell terjednie a származási helyek pontos tisztázására, ami csak fűrésos kutatással lehetséges.

Amióta P. MARSHALL az 1932. és 1935. évi munkáiban először megemlíti, majd bevezette az ignimbritek fogalmát, igen sok dolgozat, tanulmány foglalkozott ezzel a különös vulkáni képződménnyel, mely explozív eredete ellenére gyakran lávaszerű kifejlődést mutat. Keletkezésükre vonatkozóan a vulkanológiai és petrográfiai szakirodalomban számos egymástól eltérő, sőt egymásnak ellentmondó elmélet, ezzel kapcsolatos definíció és nomenklatúra látott napvilágot. Voltak, akik nem is petrográfiai, hanem morfológiai vagy genetikai fogalomnak tekintették az ignimbriteket. Mások szinte minden piroklasztikumot, mely különböző mérvű összesülést vagy szingenetikum megszilárdulást mutatott, sőt a horzsás szövetű perlit, hialoklasztit és habláva képződményeket is ignimbritnek vélték. Volt idő, amikor kizárólag csak a „nuée ardente” vagyis az izzó gázfelhős explóziók termékeit tekintették ignimbritnek. A fenti elképzelések majd mindegyikének volt egy-két vitatható megállapítása, amiért még ma is bizonyos fenntartással fogadhatjuk el azokat, hiszen e közetváltozat keletkezésének néhány részlete még további vizsgálatot igényel. Pl. mi lehetett az oka, hogy ugyanazon kráter vagy aktív árok két egymást követő explóziója merőben eltérő kifejlődésű lepeltufa- vagy ignimbritréteget szolgáltatott, mint azt napjainkban számos feltárásban is megfigyelhetjük (1. ábra).

A keletkezés problémájának megoldását megnehezíti az a tény, hogy az ignimbritképződésnek szakember még nem volt tanúja. Különösen az összesülés folyamata kíván még további összehasonlító vizsgálatot. Számtalan



*I. ábra.* Elhagyott kőfejtő fala Tardtól É-ra a Szurdok-völgy D-i végén. A kép jól szemlélteti a két különböző kifejlődésű ignimbritszintet

*Fig. 1.* Face of an abandoned quarry in the southern end of Szurdok-völgy, north of Tard. The two different ignimbrite horizons are well shown

példát ismerünk, hogy egyetlen sorozaton belül az egyik réteg összesült, míg a másik teljesen laza maradt. Ha feltételezzük, hogy az összesülésnek kizárólag az explózió hőmérséklete az oka, akkor fennmarad a kérdés, miért áll elő különböző hőmérséklet azonos környezet, anyag és hasonló explóziós folyamat esetén? Egy-egy előfordulás morfológiai kifejlődését (pl. plató forma) vagy mintáiban megfigyelhető ignimbrites szöveti jellegeit (összehegedés, lávacseppek megjelenés, utóhatások nélküli megszilárdulás), az üveg- és obszidiánszilánkokban megfigyelhető átkristályosodás genetikáját minden szakember másként magyarázza.

Számos geográfus a képződményt morfológiai fogalomként kezelte, mert nagyon sok esetben ellenálló, környezetéből kimagasló plató formákban jelentkeznek. A plató jelleg hazai példáinkban is jól látható, de az egyértelműen másodlagos, vagyis azt az erózió formálta ki. Elsődlegesen inkább lepeformáról beszélhetünk, melyből csak akkor alakul ki plató, ha a későbbi tektonikai vonalak mentén az erózió felszabdalja. Hazai viszonylatban két-három kisebb platórészlet egykori összetartozását közettani vizsgálatokkal is bizonyítani sikerült. Pl. a szomolyai Ispán-tető, a noszvaji Kőkötő-hegy és a bogácsi Ábrahám-hegy izolált platóroncsai egykor összefüggtek, bár ma már kilométeres eróziós völgyek választják el egymástól. Ugyancsak jellegzetes platóképet nyújt a Sály községtől É-ra levő Latorvár gerince, melyet az erózió kettészelt. Gyakori az eset, amikor az egyes platóroncsokat a későbbi tektonika kibillentette eredeti helyzetéből. Ilyenek a dél-bükki Nyomó-hegy, Karud, Halomvár (2. ábra).

Az ignimbritek keletkezésének kizárólag ásvány-közzetani és kémiai összetétel szerinti magyarázata is tévedésekre vezethet. Hazai példáinkon is tapasztaltuk, hogy a sorozaton belül, azonos vagy hasonló kémiai

és ásványtani összetétel esetén is lehet a kőzet eltérő megjelenésű, de különböző összetétel esetén is lehet azonos kifejlődésű. E nagyfokú heterogenitás indokolta, hogy a dél-bükkii összletet kőzettanilag 8 különböző változatra osztjuk, az alábbiak szerint:

1. laza riolitártufa
2. közepesen összesült riolittufa
3. riolitignimbrít
4. laza dácitártufa
5. közepesen összesült dácittufa
6. dácitignimbrít
7. dácitszferolitit
8. közepesen összesült andezittufa

A fenti felosztásnál lényegében tehát a kémiai és ásvány-kőzettani összetétel mellett elsősorban az összesülés mértékét vettük figyelembe.

A tufa- és ignimbritlepleknek kizárólag „nuée ardente” általi keletkezését sem fogadhatjuk el, mivel a századunkban megfigyelt izzó gázfelhős vagyis



2. ábra. D felé tektonikailag kibillent ignimbrítplató: a cserépfalui Nyomó-hegy

Fig. 2. Ignimbrite plateau tilted tectonically in a southward direction: Nyomó-hegy by Cserépfalu

pelée-típusú explóziók szolgáltatva törmelékplekben lényeges összesüléseket a leírások nem említenek. Nuée ardente jellegű explóziót írtak le a jól ismert Mont Pelée-n kívül a californiai Lassen Peak, a mexikói Colima, a guatemalai Santa Maria, a Fülöp-szigeti Mayon és Catarmán és a Jáva-szigeti Merapi vulkánoknál. A fenti vulkánok mindegyike *andezites* vagy *bazaltos* salakot és törmelékot szolgáltatott. Ahonnan viszont századunkban keletkezett ignimbritet írtak le, az alaszakai Tízezer Füst Völgyéből, ott az események ismeretének hiánya miatt nem tudjuk, hogy nuée ardente típusú explózió zajlott-e le vagy sem? Kőzettanilag ez utóbbi riódácitos és dácitos összetételű, de az 1912-es eseményekre csak következtetni tudunk, mert a jelenségeket csak több tíz kilométer távolságból látták, mivel a közeli falvak lakói a kataklizma első jelére elmenekültek. A területet részletesen csak négy, illetve nyolc évvel később vizsgálta R. F. GRIGGS és C. N. FENNER. Ha feltételezzük, hogy a Katmai esetében is nuée ardente típusú explózió volt, akkor megállapíthatjuk, hogy az andezites vagy bazaltos izzó gázfelhős explóziók esetében az összesülés, ignimbritesedés nem, vagy csak elvétve, míg riolitos, dácitos és trachitos össze-

tétel esetén mindig végbemegy. Ez utóbbi feltevést számos tanulmány és hazai megfigyelések is alátámasztják. Hazai összesült tufalepleink, ignimbritszintjeink többsége riolitos, riodácitos vagy dácitos, ezideig mindössze egyetlen helyről ismerünk andezites összetételű összesült tufát a Kisgyőr közelében magasodó Kőbánya-hegyen. Szóbeli közlés szerint csehszlovák területen is írtak le andezites összetételű ignimbritet. Természetesen mind külföldi, mind belföldi viszonylatban nagy területeket borítanak a laza, összesülés mentes savanyú tufa- és ártufaleplek, amelyeknek felhalmozódása feltehetően alacsonyabb hőmérsékleten ment végbe. Annak okát, hogy miért megy végbe azonos környezetben egyik explózió alacsonyabb, a másik magasabb hőmérsékleten, ma még pontosan nem ismerjük.

*Összefoglalva* megállapíthatjuk, hogy az összesült, ignimbritesedett tufaszinteket az esetek többségében riolitos, riodácitos és dácitos vulkánok és aktív felnyílások szolgáltatták. A fentiekhez sorolhatjuk még a látitos és trachitos törmelékiszórásokat is, bár ezekre hazai példa nincsen, de a szakirodalomban számos előfordulást ismertettek (Lombardia, Latium stb.).

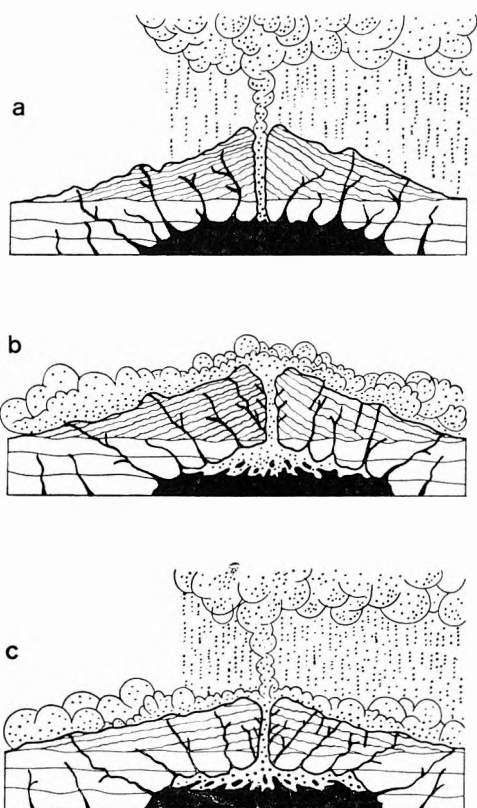
Milyen mechanizmussal kerültek felszínre ezek a nagykiterjedésű és nagytömegű tufaleplek? Geológusok, vulkanológusok egyetértenek abban, hogy az ilyen óriási mennyiségű törmelék kilövellésére, szállítására csakis rendkívüli erejű explóziók képesek. Az explóziót megelőzően, viszonylag kisebb mélységben egy könnyenillókban, vasban és alkáli-földfémekben egyaránt gazdag olvadéktömeg alakult ki. Az olvadékban részben a lefojtottság, részben a könnyenillók mennyiségi növekedése miatt óriási feszültségek léptek fel, ami végül is a kéreg felszakadásához vezetett. Hogy pontosan mikor következhet be a kéreg felszakadása, előre nagyon nehéz meghatározni, mert igen sok tényezőtől függ, pl. a magmakamra mélységi elhelyezkedésétől, a belső feszültségtől és a könnyenillók által okozott nyomás növekedésének mértékétől, de legfőképpen a terület tektonikai és vulkán tektonikai igénybevételétől. A kéreg felszakadásakor a gyors feszültségcsökkenés következtében a gázokkal telített olvadéktömeg csaknem teljes egészében horzsakőre, üvegszilánkokra robban szét, a magmakamra kiürül. A könnyenilló tartalom függvényében a kiürülés végbemehet több kilométer, sőt néha több tíz kilométer magasra emelkedő, uralkodólag vízgőztartalmú porexplózióval (3. ábra a) vagy nehéz gázokat tartalmazó izzó felhő áramlás útján (3. ábra b). Az előbbi esetben laza por- és horzsatufa-felhalmozódások keletkeznek, néha jellegzetes „pelletes” tufaközbetelepülésekkel. A magasba röpitett finom porállomány sokat veszít hőmérsékletéből és visszahullva már nem képes az összesülésre. A másik esetben az apró üvegszilánkok, por- és ásványszemcsék csaknem izzó „gázpárnában” szállítódnak és lerakódásuk után a még mindig nagy hőmérséklet teszi lehetővé az összesülést. A vulkanológiai szakirodalom számos olyan esetet említ, amikor a két különböző megnyilvánulású explózió egyidejűleg zajlott le, egyik része „néé ardenté”-ként áramlott lefelé a vulkán oldalán, míg a másik része magasra emelkedett, majd finomszemű anyaga „permet”-szerűen hullott vissza a földre (3. ábra c). A magasra emelkedő port a különböző irányú légáramlatok óriási távolságokra, több száz kilométerre is képesek elszállítani. Pl. az 1947. évi Hekla kitorés porát Svéd- és Finnország É-i részén is megfigyelték. Földtani megfontolások alapján az ilyen nagy távolságokra szállított poranyag lerakódásai eredményezték a hazai leírásokban is gyakran szereplő „tufacsíkokat” is. Az esetek többségében ezek csak néhány centiméter vastagok, gyakran üledékanyaggal is keveredtek.



A vulkánok oldalain lefelé áramló izzó felhős erupciók esetében a törmelékanyag felhalmozódása már sokkal nagyobb vastagságokat érhet el, mint azt a hazai „tufaszint”-jeinknél is tapasztaltuk, ahol az uralkodó vastagságok 20–80 m között változnak, de szélsőséges esetben meghaladták az ezer métert is (Nyírség).

A bázikusabb, pl. andezites vagy bazaltos erupciók is hasonló mechanizmussal mennek végbe, de ez utóbbiaknál az explóziót megelőzően még a magmakamrában jelentős differenciáció megy végbe, aminek során a könnyenillókban gazdag olvadék a kamra felső, míg a vasban és Ca—Mg-ban gazdag, de könnyenillókban szegény olvadék az alsó részen helyezkedik el. E differenciációnak tulajdonítható az a sokszor megfigyelt tény, hogy a bázikus és intermedier vulkánosság esetében az aktivitás mindig savanyú explózióval kezdődik s a bázikusabb láva-effúziók csak később következnek. A savanyú, főleg riolitos, riodácitos vagy dácitos explóziókat csak elvéve követik lávaömlések, sőt a vulkanológiai irodalom szerint az utóbbi kétszáz év során lezajlott Krakatoa, Tarawera, Coseguina, Coatepeque, Soufrière és Katmai erupciók egyikét sem követte jelentősebb lávafolyás. A századunkban keletkezett Katmai kalderában a hatalmas kirobbanást követően kialakult ugyan egy kisebb extruzív dóm, amelynek tömegét kb. 4,5 millió köbméterre becsülték a geológusok, de azt nem hasonlíthatjuk össze a több száz millió köbmétert is elérő lávafolyásokkal. A fentiekben említett vulkánok működésekor minden esetben csak óriási tömegű törmelékiszórás történt, amelynek tömege több esetben meghaladta a több tíz köbkilométert. A kirobbant — gyakran üveges-horzsaköves — törmelék az esetek többségében összesült, ignimbritesedett.

Vajon lineáris vagy centrális vulkánok szolgáltatták-e a világszerte ismert több tíz vagy néha száz köbkilométert meghaladó törmelékanyagot? A kérdésre egyértelmű választ aligha adhatunk, mert mindkét típusra találhatunk példát, pl. a klasszikus új-zélandi összesült tufa- és ignimbritlepleket P. MARSHALL a Taupo szerkezeti árok mentén, ma már eltemetett vulkánorsóból származtatja. Számos más helyről is írtak le ignimbriteket vagy más



3. ábra. A különböző explóziótípusok vázlata (H. WILLIAMS után)

- a) Vesuvian típusú porexplozió (pinea felhő),  
b) izzó, gázos pelécan típusú erupció (nuée ardente),  
c) kombinált típusú erupció, prekalderás kitérés

Fig. 3. Sketch showing various types of explosion (after H. WILLIAMS)

- a) Vesuvian-type dust explosion (pinea cloud),  
b) ardent and gasiferous Pelécan-type eruption (nuée ardente), c) composite pre-caldera eruption

összesült piroklasztikumokat, melyeknek pontos származási helyük nem ismeretes, mivel azokat a fiatalabb üledékek elfedték. Hasonló bizonytalanság áll fenn hazai tufalepleink keletkezését illetően is. A kérdés egyik tanulmányozója, PANTÓ G. 1965-ben feltételezte, hogy lepeltufa képződményeinket több egymáshoz kapcsolódó vagy egymással párhuzamos felnyílás, hasadék szolgáltatta.

Az *ottnangien* alsó riolittufára, az *ottnangien* és *kárpátien* dél-bükki tufaleplekre és a *szarmatien* felső riolittufára vonatkozólag hazai geológusaink többsége elfogadja ezt a feltevést. A fenti képződményekkel kapcsolatban ezideig sem látvát, sem durva agglomerátumot nem találtunk, ami bizonyíthatná egy centrális kitörés közelségét. Természetesen a fenti megállapítás csak a jelenlegi ismeretességre vonatkozik, mivel a vulkanológiai irodalom nagyszámban ismertet olyan példákat, amikor éppen centrális erupció eredményezett óriási törmeléklepleket, pl. az oregoni Mazama, a már említett nicaraguai Cosegiüna, a salvadori Coatepeque és az alaszakai Katmai. Az óriási tufalepleket szolgáló centrális vulkánok az explóziót követően többségükben kalderába roskadtak vissza.

Hazánkban, savanyú tufaterületeinken felszínen kalderát vagy kalderákat nem ismerünk, de eltemetve nem zárhatjuk ki létezésüket, pl. a *kárpátien*—*bádenien* határt képviselő horzsaköves dácittufa összlet számos geológiai jellege arra vall, hogy az összlet egy ma már eltemetett kalderából robbant ki. Vizsgálataink során közeli kitörési központra valló jelnek tekintettük, hogy a Mátra hegység K-i főgerincének É-i előterében az összletben fejméreteket meghaladó kovásodott dácitbombák találhatóak nagy számban, melyek közeli származása kétségtelen, de ugyancsak ezen a területen ismerünk kisebb-nagyobb dácitreliktumokat, amelyeket a világ összes kalderája körül megtalálhatunk. Az eltemetett kaldera helyét a hegység K-i harmadának D-i előterében tételezzük fel, bádenien, szarmatien és pannóniai képződményekkel elfedetten. Hasonló eredetűek a hozzánk legközelebb eső közép-olasz kalderatavak is, mint a Lago di Bolsena, Lago di Vico, Lago di Bracciano és Lago di Albano, melyekből óriási tömegű, a mi horzsaköves dácittufánkhoz hasonló, de trachitos összetételű törmelék robbant ki, mintegy 0,3—0,4 millió évvel ezelőtt. A fenti kalderatavak körül is megtalálhatjuk a trachitdómkokat, bár azok koruknál fogva még sokkal szabályosabbak, mint a mieink. H. WILLIAMS szerint a kalderaképződés egyik elengedhetetlen feltétele egy freatikus erejű explózió, mely törmelékanyagát több ezer négyzetkilométeren teríti szét és mennyisége a legtöbb esetben meghaladja a tíz köbkilométert. Vulkanológusok a Cosegiüna 1835. évi explóziójakor 50, az oregoni Mazama esetében 18 km<sup>3</sup> kiszórt törmelékről beszélnek, ami után mindkét esetben hatalmas kaldera keletkezett. Jelenleg nincsen pontos adatunk a mi horzsaköves dácittufa összletünk tömegére vonatkozólag, de ha csak a Mátra hegységet és közvetlen környezetét vesszük is figyelembe, ahol az anyag jól ismert és azonosítható, és ahol vastagsága 25 és 80 m között változik, 25—30 km<sup>3</sup>-es tömeggel számolhatunk.

Az *ottnangien* horzsaköves alsó riolittufa és a bükkalji *ottnangien* és *kárpátien* riolitos, dácitos horzsaköves tufa- és ignimbrit-sorozat esetében az árokexplóziós keletkezésnek van nagyobb valószínűsége, mivel ezekkel kapcsolatban olyan kalderára valló jeleket, mint amelyeket a horzsaköves dácittufánál említettünk, sehol sem találtunk. Igaz azonban, hogy az aktív árok vagy árkok pontos helye sem ismert. Különösen nehéz a származási hely kijelölése az alsó riolittufa esetében, mivel annak ismert felszíni és fúrásbeli elterjedése meg-

haladja a 6000 km<sup>2</sup>-t, de benne sem lényeges szemcseméretbeli elkülönülést, sem határozottabb szerkezeti elemet felismerni eddig nem sikerült. A törmelékanyagban ugyan vannak ököl nagyságú bombák és feltéptet idegen zárványok, de azok általános elterjedése inkább nehezebbé, mint könnyíti az egykori kráter vagy árok helyének tisztázását. A bükkalji sorozat esetében sem ismerjük pontosan az aktív felnyílások nyomvonalát, de az összesülés mértéke és elterjedése arra enged következtetni, hogy azok a területet ma is uraló KÉK — NyDNY-i csapásban az Északi-középhegység, valamint az Alföld határzónájában voltak.

*Összefoglalva* elmondhatjuk, hogy a tárgyalt nagykiterjedésű és jelentős vastagságú ártufaleplek, ignimbrit-platók törmelékanyaga egyaránt származtatható felépítmény nélküli árokexplóziókból és centrális vulkánokból. Az utóbbiak az explóziókat követően kalderába roskadnak vissza, melyeket gyakran tavak töltenek ki. Hazai viszonylatban mindkét lehetőségre találunk példát, még akkor is, ha típusos kalderát felszínen ma már nem ismerünk.

Még egy fontos kérdés vár tisztázásra, az egymásra települő törmelék-szintek összesülési különbségének oka. Az előzőekben már említettük, hogy a riolitos-dácitos-trachitos összetételű törmelékanyag gyakrabban összesül, mint az andezites vagy a bazaltos. E kérdés azért érdekes, mert a vulkanológiai hőmérsékletmérések azt mutatják, hogy az andezites vagy bazaltos vulkánosságnál magasabb hőmérsékletek állnak elő (1100 — 1200 °C), mint a riolitosnál (850 — 950 °C), ami a fentiek figyelembevételével ellentmondásnak látszik. Ha azonban tekintetbe vesszük a különböző összetételű törmelékanyagok *porállományát*, akkor választ kapunk a kérdésre. Az egyetlen andezites és a számtalan dácitos lelőhelyről származó mintákban mindig több port találtunk, mint a riolitosban. Feltehető, hogy a bázikus láva alacsonyabb viszkozitása következtében az explózió során jobban porlik. Mikroszkópi vizsgálataink is igazolták, hogy a gázgazdag, de valamivel bázikusabb explóziók törmelékanyagában a nagyobb porállomány miatt alacsonyabb fokú az összesülés, mint azoknál a piroklasztikumoknál, ahol a finomszemű törmelék mennyisége kevesebb. Nyilvánvaló, hogy ahol nagy hőmérsékletű, részben plasztikus üveg-, horzsakő-, obszidiántöredékek és ásványszemcsék halmozódnak egymásra, ott az összehegedés, összesülés tökéletesebb lehet, mint ahol azok közé már lehűlt por keveredik. Bükkalji megfigyeléseink szerint a riolitos törmelék — a fenti okok miatt — még alacsonyabb hőmérsékleten is erősebben összesült, mint a dácitos, melynek esetleg magasabb hőmérséklete volt. A változatos bükkalji sorozaton végzett mikroszkópi vizsgálatok azt mutatták, hogy a riolitos összetételű ignimbritek porállománya alig éri el a 3—5%-ot, míg a dácitos kőzeteké néha a 40%-ot is meghaladta. Természetesen a fentiekben említett por alatt az 5 mikronig terjedő frakciót értjük.

Megfigyelésünk szerint ahhoz, hogy a kirobbant vagy kiáramlott törmelékanyag összesüljön, izzáshoz közelálló hőmérsékletre, megfelelő szemcseösszetételre és alacsony portartalomra van szükség.

A teljesen vagy részben összesült tufalepleinkben számos, szeszélyes formájú tufatornyot vagy -oszlopot találhatunk, melyeknek kialakulását mindig az erózióknak tulajdoníthatjuk, de megfigyeléseink szerint az eredeti összesülésnek is jelentős szerepe volt. Az erózió csakis az erősebben összesült kőzetszinteket, illetve -zónákat hagyta meg, míg a lazább szakaszokat teljesen lehordta. A tufatornyok iskolapéldáiként említhetjük a „siroki tufatornyok”-at a Várhegy K-i gerincén (4. ábra), de hasonlók szerte a világon ismertek, pl. Belog-

radcsik (Bulgária); Ürgüp, Nevsehir, Avanos (Anatólia) stb. Mint érdekességet említjük meg, hogy az ilyen tufatornyokba a primitív korok embere lakóhelyiségeket vagy más misztikus célokat szolgáló üregeket vájt. Az ilyeneket nevezik hazai viszonylatban „kaptárkövek”-nek, melyekről évtizedekig azt gondolták, hogy az egész tornyot az ember faragta. A bükkalji megfigyeléseink, de az anatóliai leírások szerint is csak a szabályos vagy geometriai formák, bevágások mesterségesek, magát a kúpot a természet alakította ki, ugyanúgy, mint



1. ábra. Az erózió által kiformált tufatorony a siroki Várhegy K-i gerincén

Fig. 1. Erosional tuff-pinnacle on the eastern ridge of Várhegy near Sirok

a már említett siroki tufatornyokat. Kialakulásuk kezdeti fázisát jól megfigyelhetjük a Várhegy DNY-i gerincén.

A másik fajta oszlopfomat a vastag ignimbrít platószegélyeken találjuk, ahol azt a fagy választotta el a plató nagyobb tömegétől. Ilyent ismerünk a cserépfalui Várhegy Ny-i lejtőjén (5. ábra) és a cserépváraljai Szurdok-völgyben. A formák ugyan hasonlóak, de keletkezésük eltér, miután az előbbit a víz, szél és mállás alakította ki, az utóbbit a kőzetpedésben levő jég feszítő ereje.

Akár idehaza, akár a világ bármely részén szemügyre veszünk egy-egy óriási kiterjedésű és jelentős vastagságú ignimbrítösszletet, arra a minden képzeletet felülmúló explózióra gondolunk, arra a katasztrófára, amely ha ma történe, városokat, falvakat pusztítana el. A mai vulkánosságot vizsgálva azt mondhatjuk, hogy az óriási erejű, savanyú explóziók egyre ritkábbak, hiszen belőlük az utóbbi kétszáz évben mindössze három volt: a nicaraguai Coseguina



5. ábra. Jégrepesztette ignimbrít-„torony” a cserépfalui Kis-Várhegy Ny-i lejtőjén

*Fig. 5.* Ignimbrite pinnacle upon freezing on the western slope of Kis-Várhegy near Cserépfalu

(1835), az új-zélandi Tarawera (1886) és az alaskai Katmai (1912). Azonos időtartam alatt több száz bázikus és intermedier erupció zajlott le, emberi szemmel mérve óriási károkat okozva, de mégis korlátozottabb kiterjedésben.

## IRODALOM

- BORDET P. et al. 1963: Contribution à l'étude volcanologie du Katmai et de la vallée de Dix Mille Fumées (Alaska). — Mém. de Soc. Belge de Géol. de Paléont. Ser. 8. 7. pp. 8–66.
- BROWNE P. R. L. 1971: Mineralisation in the Broadlands Geothermal Fields, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. — Soc. Min. Japan, Spec. Issue. 2. pp. 64–75.
- FRANCIS P. W. et al. 1974: The San Pedro and San Pablo volcanoes of Northern Chile and their hot avalanche deposits. — Geol. Rundschau. 63. 1. pp. 357–388.
- GREENE R. C. 1973: Petrology of the welded tuff of Devine Canyon, Southeastern Oregon. — Geol. Surv. Prof. Paper 797. pp. 1–26.
- LIBER L. et al. 1973: Two Plinian pumice-fall deposits from Somma-Vesuvius, Italy. — Geol. Soc. of Am. Bull. 84. pp. 759–772.

- LOOMIS B. F. 1966: Eruptions of Lassen Peak. — Loomis Museum Association, pp. 1—100.
- MARTIN R. C. 1959: Some field and petrographic features of American and New Zealand ignimbrites. — *N. Z. J. Geol. Geophys.* 2. pp. 394—411.
- PANTÓ G. 1961: Az ignimbrit-kérdés alakulása és magyarországi vetülete. — *MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl.* 29. pp. 299—332.
- PANTÓ G. 1962: The role ignimbrites in the volcanism of Hungary. — *Acta Geol.* 6. pp. 307—331.
- PANTÓ G. 1963: Ignimbrites of Hungary with regard to their genetics and classification. — *Bull. Volcanologique*, 25. pp. 175—181.
- PANTÓ G. 1964: Az ignimbrit-vulkánosság újabb kérdései. — *Földt. Közl.* 94. 3. pp. 313—320.
- PANTÓ G. 1965: Miozäne Tuffhorizonte Ungarns. — *Acta Geol.* 9. 3—4. pp. 225—233.
- PANTÓ G. et al. 1969: Geology of Northern Hungary. — *Carpatho-Balkan Geol. Ass. IX. Kongress. Budapest.*
- PERLAKY E. 1966: Pumice and scoria; their notion criteria structure and genesis. — *Acta Geol.* 10. pp. 13—29.
- PERRET F. A. 1937: The eruption of Mt Pelée 1929—1932. — *Carnegie Inst. of Washington*, pp. 1—126.
- SHERIDAN M. F. 1970: Fumarolic Mounds and ridges of the Bishop Tuff, California. — *Geol. Soc. of Am. Bull.* 81. pp. 851—868.
- STEINER A. 1960: Origin of ignimbrites of the North Island, New Zealand: A new petrogenetic concept. — *New Zealand Geol. Surv.* pp. 1—42.
- VARGA GY. 1962: A mátra-hegységi dácit és dácittufa genetikai összefüggéseinek vizsgálata. — *Földt. Közl.* 92. 4. pp. 375—386.
- VARGA GY. 1966: A Mátra hegység fejlődéstörténeti vázlata. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1964-ról, pp. 389—401.
- VARGA GY. 1968: Cseresznyés-tető 1. sz. földtani alapfúrás közzétani leírása és részletes kiértékelése. — *Földt. Int. Adattár, kézirat.*
- VARGA GY. 1970: Piroklasztikum változatok a Cserhát hegység keleti szegélyéről. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1968-ról, pp. 167—178.
- VARGA GY. 1974: Tectonic conditions of the Mátra Mountains and their surroundings. — *Acta Geol.* 3—4. pp. 401—410.
- VARGA GY. et al. 1975: A Mátra hegység földtana. — *Földt. Int. Évk.* 57. 1.
- VARGA GY. 1976: Bükkalja földtani-közzétani viszonyai. — *Földt. Int. Adattár, kézirat.*
- VARGA GY.—SZENTE I. 1977: Nyugat-Bükk földtani viszonyai. — *Földt. Int. Adattár, kézirat.*
- VIDACS A. 1964: A Mátrahegység középső részének vulkanológiai szerkezete. — *Földt. Int. Évi Jel.* 1962-ről, pp. 273—291.
- WALKER G. P. L. 1972: Crystal concentration in ignimbrites. — *Contr. Mineral. and Petrol.* 36. pp. 135—146.
- WILLIAMS H. 1941: Calderas and their origin. — *Univ. of California Press.*
- WILLIAMS H. 1952: Volcanic history of the Meseta Central Occidental, Costa Rica. — *Univ. of California Press.* 29. 4. pp. 145—189.
- WILLIAMS H. 1952: The great eruption of Coseguina, Nicaragua in 1835. — *Univ. of California Press.* 29. 2. pp. 21—46.
- WILLIAMS H. 1953: The ancient volcanoes of Oregon. — *Oregon State System of Higher Education.*
- WILLIAMS H. 1955: Volcanism in the southern part of El Salvador. — *Univ. of California Press.* 32. 1. pp. 1—64.
- WILLIAMS H. 1972: Crater lake, the story of its origin. — *Univ. of California Press.*

CONTRIBUTIONS TO THE KNOWLEDGE OF WELDED  
TUFFS AND IGNIMBRITESby  
GY. VARGA

For several decades now, the welded tuff and ignimbrite sheets have stood in the focus of attention of geologists and petrographers. Despite this, the precise definition and genetic interpretation of these rocks cannot yet be taken for performed. Authors dealing with tuffs welded together to diverse extent, describe them under different names from here and there. So besides the names used above, we can often meet terms such as sand-flow, tuff-flow, incandescent flow, piperno, hot avalanche flow, sillar, wilsonite, owharoite and pumice flow.

The major tuff horizons and minor ignimbrite complexes of Hungary have been assigned to this genetic group (G. PANTÓ 1961 and 1965). The author of the present paper has summarized the results of his petrological and petrochemical analyses i. e. mineralogical-petrological distinctions related to four independent tuff horizons, together with an account of attempted monitoring of the origin of differences in welding as can be observed in the following horizons:

1. lower pumiceous rhyolite flood-tuff (Ottningian),
2. rhyolitic ignimbrite (Ottningian),
3. pumiceous pyroxene dacite flood-tuff (Ottningian—Carpathian) and
4. pumiceous biotite-hornblende dacite flood-tuff (Carpathian).

The rhyolitic tuff material is most heavily welded, while the basic pyroclastics are hardly affected by this process. The extent of welding depends, beside the chemical composition of the ejected matter, on its temperature and grain-size. The welding of the rhyolitic material is more complete due to its dust content being as low as 3 to 5 per cent in contrast with that of dacite attaining about 40 per cent. (Particles below of 5 microns size are called dust here.) Upon numerous diagnostic features in this respect, the author derives the pumiceous biotite-hornblende dacitic flood-tuff of Carpathian age from a caldera now buried, whereas the remaining tuff horizons are considered products of a trench-explosion. The pumiceous dacite tuff is calculated to be product of a pyroclastic fallout from the presumable caldera yielding 20 to 25 billion cubic metres of volcanic glass, pumice and crystal grains. Once erupted, the former bulk of such an amount of material may have left behind a major caldera, as presumable on the analogy of examples found outside Hungary. The correct location of this caldera, however, would require to drill additional boreholes penetrating the Upper Miocene.





## KEVERT RÉTEGŰ PARAGONIT-MUSZKOVIT RÉVFÜLÖPI ANCHIMETAMORF KÖZETEKBŐL

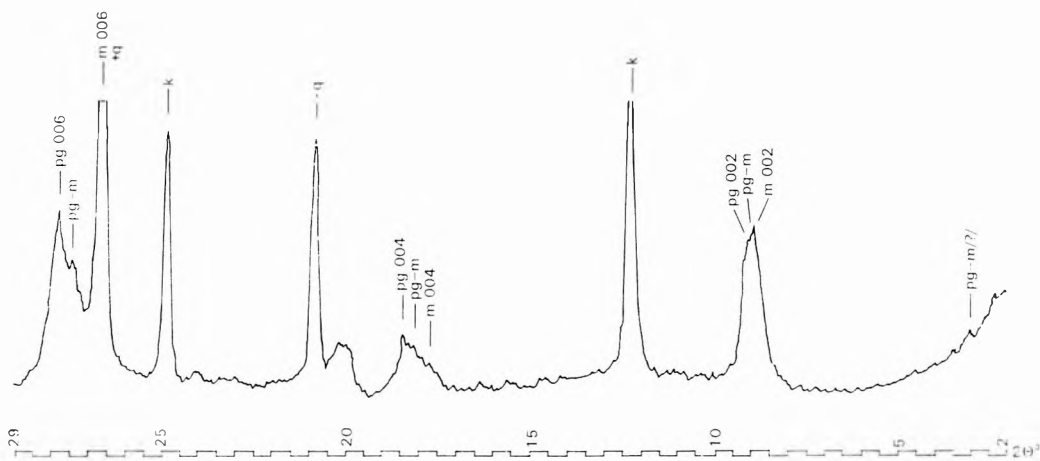
VICZIÁN ISTVÁN

A Révfülöp 6. sz. fúrásban egy nagyon kis metamorf fokú szericitpala- és homokkőpala-összetlet több mint 100 méter vastagságban rendszeresen tartalmaz paragonit-muszkovit kevert szerkezetű ásványt. Egy hasonló kevert szerkezetet (paragonit-fengit) FREY (1969, 1970) írt le a Glarusi-Alpokból. A kevert szerkezet mindkét esetben jól kimutatható a bázisreflexiókon.

A Révfülöp 6. sz. fúrás nagyon kis metamorf fokú, valószínűleg ópaleozóos összetételt tárt fel, amelynek kőzettani vizsgálatát LELKESNÉ FELVÁRI GY. (1979) végezte. Megállapításai szerint az összetételt főleg vulkanogén eredetű szericitpala és homokkőpala alkotja. A kőzetek helyenként kovásodottak, karbonátosak, erős hidrotermális hatás nyomait mutatják. A kőzetek röntgen-diffrakciós vizsgálatát a szerző végezte. Ezek egyik érdekes eredménye, hogy a mélyfúrásban 28,6 m és 144,6 m között a vizsgált 16 minta közül 12 egy viszonylag ritka ásványt, paragonit-muszkovit kevert szerkezetet tartalmaz.

A jellemző paragenézis a következő volt: csillámok, kaolinit-csoportba tartozó ásványok (kaolinit, dickit?), kvarc, sziderit, pirit. A csillámokat muszkovit, paragonit és paragonit-muszkovit kevert szerkezet képviseli. Érdekes megjegyezni, hogy a tiszta paragonitot mindig a kevert réteggel fázis is kíséri. A csillámok  $d(060)$  értéke nem mérhető jól a kaolinit-ásványok 060 reflexiójának zavaró hatása miatt, de a SASSI (1972) által a fengit-muszkovit határra megadott értéket [ $d(060) = 0,1504$  nm] figyelembe véve úgy tűnik, hogy a reflexió nem esik a fengit-mezőbe, azért helyesebb a K-csillámot muszkovitnak nevezni. Mind a muszkovit, mind a paragonit 2M politíp módosulat (orientálatlan preparátumról készült felvételen meghatározva). A részletes, kis gonio méter-sebességgel ( $1^\circ$ /perc,  $1/2^\circ$ /perc) készített felvételeken jól látható, hogy a két csillám 004 és 006 bázisreflexiói között folyamatos az átmenet, és a kettő között — valamivel a paragonit reflexiójához közelebb — egy további, gyengébb maximum jelenik meg, ami a kevert szerkezet jelenlétét jelzi (1. ábra).

Tudomásom szerint ezt a kevert szerkezetű ásványt eddig csak egy helyről írták le, a svájci Glarusi-Alpok anchimetamorf fillitjeiből (FREY 1969, 1970). A FREY által közölt ábrával igen jó az egyezés. Az általa kiemelt diffrakciós jellemzők közül a 0,325 nm-nél jelentkező erős 006 bázisreflexió a révfülöpi vizsgált mintákban is világosan megvan. FREY a diffrakciós vizsgálat alapján az ásványt mint 6/4 arányú szabályos kevert réteggel paragonit-fengit jellemezte. Az általam vizsgált felvételeken a rétegsorrend szabályosságára kevés utalást találunk. Egyetlen esetben jelenik meg egy gyenge reflexió 2,88 nm-nél,



*I. ábra.* Paragonit-muskovit kevert szerkezetet tartalmazó kőzet röntgendiffrakciós felvétele. Révfülp 6. sz. fúrás 76,4 m, szericitpala

Orientált preparátum, Philips-Mueller-Mikro 111 típusú diffraktométer, felvételi körülmények: Cu K $\alpha$  sugárzás, Ni-szűrő, 26 kV, 36 mA, rések: 1°, 0.2 mm, 1°, goniométer-sebesség: 1°/min., időállandó: 4 s. Jelmagyarázat: m: muszkovit, pg: paragonit, pg—m: paragonit-muskovit kevert szerkezet, k: kaolinit, q: kvarc

*Fig. 1.* X-ray diffractometer pattern of a rock containing mixed-layer paragonite-muscovite. Borehole Révfülp 6, 76.4 m, sericite schist

Oriented specimen. Philips—Mueller—Mikro 111-type diffractometer. Conditions of recording: Cu K $\alpha$  radiation, Ni filter, 26 kV, 36 mA, slits 1°, 0.2 mm, 1°, goniometer speed: 1° per min., time constant: 4 s. Key: m: muscovite, pg: paragonite, pg—m: mixed-layer paragonite-muscovite, k: kaolinite and q: quartz

ami erre utalhatna (76,4 m, lásd I. ábra). Különben a folyamatos átmenet a szélső tagok reflexiói között inkább a rétegsorrend szabálytalanságára utal.

A Glarusi-Alpokban talált paragonit-fengit keletkezését FREY illit-montmorillonit szabálytalan kevert rétegű szerkezet fokozatos diagenetikus, majd anchimetamorf átalakulásával magyarázza. A révfülpői előfordulás keletkezési körülményeit csak az egész metamorf összletre vonatkozó kőzettani vizsgálatok eredményeivel összefüggésben lehetne tisztázni. Nem lehet minden további nélkül átvenni a FREY-féle magyarázatot, mert két lényeges ponton eltérés van a két lelőhely genetikai viszonyai között: 1. eltérő a metamorfózis kora, és ennek megfelelően feltehetőleg a nyomás, 2. a révfülpői sorozat esetében a Glarusi-Alpoktól eltérően a hidrotermális hatás is jelentős volt. E kérdések tárgyalására remélhetőleg egy későbbi közleményben még alkalom nyílik.

## IRODALOM

- FREY M. 1969: A mixed-layer paragonite/phengite of low-grade metamorphic origin. — Contr. Min. Petr. 24, pp. 63—65.
- FREY M. 1970: The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during Alpine orogenesis. — Sedimentology 15, 3—4, pp. 261—279.
- LELKESNÉ FELVÁRI Gy. 1979: A Révfülp 6. sz. fúrás anyagvizsgálatai eredményei. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- SASSI F. P. 1972: The petrological and geological significance of the  $b_0$  values of potassic white micas in low-grade metamorphic rocks. An application to the Eastern Alps. — Tschermaks Min. Petr. Mitt. 18, 2, pp. 105—113.

MIXED-LAYER PARAGONITE-MUSCOVITE  
FROM THE ANCHIMETAMORPHIC ROCKS OF RÉVFÜLÖPby  
I. VICZIÁN

A very low-grade metamorphic complex, presumably of Lower Palaeozoic age, was recovered in borehole Révfülöp 6 and examined petrologically by GY. LELKES-FELVÁRI (1979). According to this, the complex is built up largely of sericite- and sandstone schists. They are, in some places, silicified and display features suggesting strong hydrothermal action. The X-ray diffractometric analyses of the rocks were made by the author. As one of the interesting results, it can be mentioned that 12 in 16 samples from 28.6 m to 144.6 m depth, are distinguishable by containing a comparatively rare mixed-layer paragonite-muscovite mineral.

The paragenesis can be characterized by the appearance of the following minerals: micas, kaolinite-group minerals (kaolinite, dickite ?), quartz, siderite and pyrite. The micas are represented by muscovite, paragonite and mixed-layer paragonite-muscovite. It seems interesting that pure paragonite is everywhere accompanied with mixed-layer phases. The accurate determination of the  $d(060)$  values is impeded by the unwanted effect of the 060 reflection of the kaolinite minerals. However, on considering the phengite-muscovite limiting value [ $d(060) = 0.1504$  nm] given by SASSI (1972) it appears that the reflection referred to does not fall in the field of phengite, thus K-mica should better be called muscovite. Both muscovite and paragonite are 2M polytypic modifications (X-ray pattern of non-oriented prepare). Some detailed patterns taken at a low goniometer speed ( $1^\circ$  per min.,  $1/2^\circ$  per min.) enable to single out a gradual transition between the 004 and 006 basal reflections of the two kinds of mica. Furthermore, between the two values but more closely to that of paragonite, another but weaker peak appears. This accounts for the presence of a mixed-layer structure (Fig. 1).

To our knowledge, this mixed-layer mineral was previously described only from a single locality of anchimetamorphic phyllite of the Glarus Alps in Switzerland (FREY 1969 and 1970). FREY's record is well comparable with ours. The strong 006 basal reflection at 0.325 nm mentioned by FREY was likewise clearly recorded in our samples from Révfülöp. On the basis of diffractometric data, FREY identified this mineral as regularly mixed-layer 6/4 paragonite/phengite.

Our own patterns, however, show hardly any evidence of such a regularity in the layer sequence. In a single case only, a weak reflection at 2.88 nm may indicate this (76.4 m, see Fig. 1). Otherwise the gradual transition between reflections of the pure mica phases seems to give a response to irregularity of the layer sequence.



## AZ ALUMINIT SZERKEZETI VIZSGÁLATA RÖNTGENDIFFRAKCIÓS ÉS TERMOANALITIKAI MÓDSZERREL

FARKAS LÁSZLÓ — KÜRTHYNÉ KOMLÓSI JUDIT\*

Röntgendiffrakciós porfelvételek alapján meghatároztuk az aluminit elemi celláját és megállapítottuk, hogy a különböző lelőhelyekről származó minták nem rendelkeznek olyan egyedi szerkezeti sajátosságokkal, amelyek az elemi cella méreteiben is megnyilvánulnának és azok változékonyságát okoznák. Az indexelt reflexiók egyértelművé teszik az aluminit pordiffrakciós módszerrel történő azonosítását. Termikus vizsgálatok segítségével kimutattuk, hogy az aluminit kilenc molekula vizet tartalmaz és értelmeztük a hőbomlás egyes részfolyamatait is. Eredményeink elősegítik a szulfáttartalmú bauxitok pontos ásványtani kiértékelését és ezzel a timföldgyártás technológiai paramétereinek optimális beállításához nyújtanak segítséget.

### Bevezetés

Az aluminit,  $\text{Al}_2\text{SO}_4(\text{OH})_4 \cdot 7 \text{H}_2\text{O}$  az alumínium egyik bázikus szulfátásványa. Magyarországon először GEDEON T. (1955), majd BÁRDOSSY GY. (BÁRDOSSY GY. 1959, BÁRDOSSY GY. — SAJGÓ Cs. 1968) mutatta ki. Legújabban TÓTH Á. és POPITY J. (1979) adott hírt a csordakúti bauxitterületen általuk felismert aluminit tömeges előfordulásáról. KOCH S. (1966) mint a bauxit egyik kísérőásványát írja le és csak bauxittelepen vagy annak közvetlen környezetén belüli előfordulását említi (Gánt, Halimba, Sümeg), jöllehet van bauxit-hoz nem köthető előfordulása is, pl. Rudabányán (lásd DOBOSI K. 1979). BÁRDOSSY GY. (1977) monográfiája mint a karsztbauxitokban előforduló egyik szulfátásványt tartja számon és beszámol dél-uráli és montenegrói bauxitokban található aluminitekről.

Tekintettel arra, hogy a legutóbbi időkben felmerült az olyan bauxitoknak az ipari feldolgozási lehetőség, amelyek kéntartalma nem szulfidban, hanem szulfátban kötött, a hazai bauxitok aluminit- és egyéb alumínium-szulfát-ásványainak részletes vizsgálata különös jelentőségű (BÁRDOSSY GY. 1980).

A hazai bauxitvagyon minél teljesebb felhasználásának és a timföldgyártási technológiai paraméterek optimális beállításának messzemenő ipari-gazdasági következményei vannak. Így a bauxit összes fázisának — tehát az aluminitnek is — részletes mineralógiai, krisztallográfiai elemzését, kémiai, fizikai-kémiai stb. sajátosságainak felderítését egyre sürgetőbb, az ipari gyakor-

\* ALUTERV-FKI

lat számára nélkülözhetetlen feladatnak kell tekintenünk. Ugyanakkor a részletes, több szempontú vizsgálatok új telepek felderítésében, bauxitgenetikai problémák tisztázásában is segítségünkre lehetnek. Az alumínit vonatkozó eddigi ásványtani, krisztallográfiai ismereteink messze elmaradnak a ma már jogosan megkívánt és a legtöbb ásvány esetében ki is elégített követelményektől. Nemzetközileg standardnak elfogadott röntgendiffrakciós reflexióinak adatsora (JCPDS PDF No. 8—55) például annyira rossz és pontatlan, hogy nemcsak mennyiségi elemzését, hanem sok esetben még műszeres (röntgendiffrakciós) azonosításának lehetőségét is megkérdőjelezi. Ezek a problémák és a kérdésekkel kapcsolatos válaszadás igénye és lehetősége késztetett bennünket arra, hogy elvégezzük az alumínit részletes röntgen-pordiffракciós vizsgálatát és termikus analízisét. A röntgendiffrakciós felvételek a Stockholmi Egyetemen, a termikus mérések az ALUTERV-FKI-ban készültek.

### Röntgendiffrakciós vizsgálatok

Röntgendiffrakciós porfelvételeinket *Guinier-Hügg* típusú kamrával készítettük. A pontosság és a felbontóképesség növelése érdekében egyoldalon emulziós filmet használtunk,  $\text{Cu}_{K\alpha}$  volt az alkalmazott monokromatizált röntgensugárzás. A mintához kevert KCl reflexióihoz (belső standard) illesztett parabolikus görbével korrigáltuk a mért vonalhelyeket (S. WESTMANN — A. MAGNÉLI 1957). A reflexiók kimérése automatikus denzitométerrel történt, amely egy IBM 1800 típusú számítógéphez on-line csatlakozott. A mért és tárolt denzitás ill. transzmisszió értékekből egy PILT nevű program (G. MALMROS — P.-E. WERNER 1973) számolta ki a reflexiók pontos helyét és intenzitását megfelelő kritériumok alkalmazása és korrekciók elvégzése után. Pontos rács-sík távolság ( $d$ -érték) sorozat kimérésén túlmenően feladatul tűztük ki az alumínit reflexióinak indexelését, azaz az elemi cella meghatározását is.

Kilenc különböző helyről származó minta röntgenfelvételét készítettük el s a szórási kép azonossága alapján megállapítottuk, hogy mindegyik minta — noha a jól mérhető reflexiók számában volt némi különbség — tiszta alumínit. Ezt támasztották alá a *Philips* EM 301G típusú elektronmikroszkóphoz csatlakoztatott energiadiszperzív röntgenanalizátorral (EDAX) kapott mérési eredményeink is, ami szerint a mintákban az Al:S atomarány az alumínit összetételének megfelelő 2:1 volt. Több esetben kevés szennyező Mg-kation jelenlétét tudtuk kimutatni. A standard PDF kártya reflexióit egyeztetni tudtuk az általunk mértekkel, jóllehet az ott közölt harminccal szemben mi (maximális esetben) 110 reflexiót tudtunk kimérni. Egy Nyíreskútról származó alumínitmintának BÁRDOSY GY. és SAJGÓ Cs. (1968) 45 vonalát tudta diffraktométerrel megkülönböztetni s adataik jól egyeznek az általunk mért  $d$ -értékekkel. Kiválasztva az egyik gánti mintáról *Guinier-Hügg* kamrával kapott reflexiókat, egy TREOR nevű indexelő program (P.-E. WERNER 1964) 1975-ben módosított változatával sikerült meghatározniuk a reflexiók indexeit és így az alumínit elemi celláját. Az első 25 reflexió mért intenzitását, HKL *Miller*-indexeit, valamint mért és számított  $2\theta$ - és  $d$ -értékeit az 1. táblázatban adjuk meg. A  $2\theta = 90^\circ$  értékig mérhető összes (110) reflexiót és a hozzájuk tartozó indexeket egy másik közleményben tettük közzé (FARKAS L. — P.-E. WERNER 1980).

A különböző helyekről származó alumínitminták összehasonlítása céljából a már meghatározott elemi cella alapján mindegyik esetben legkisebb négyzetes illesztéssel finomítottuk a cella-paramétereket az összes mért reflexiót felhasználva. A 2. táblázatban összefoglalva az így kapott eredményeket, kitűnik, hogy a különböző mintákra kapott cella-paraméter értékek egymástól

1. táblázat

## Az alumínit első 25 indexelt reflexiója

Az intenzitás egysége önkényes, a többszörösen indexelhető vonalaknál is csak egy index kombinációt adtunk meg

H K L	$2\theta_{\text{obs}}$	$2\theta_{\text{calc}}$	$d_{\text{obs}}(\text{Å})$	$d_{\text{calc}}(\text{Å})$	Int.
1 1 0	9,803	9,807	9,015	9,011	90
0 2 0	11,149	11,156	7,929	7,929	100
0 1 1	13,643	13,623	6,485	6,495	34
-1 1 1	13,873	13,880	6,378	6,375	29
2 0 0	16,173	16,171	5,476	5,477	39
0 2 1	16,713	16,724	5,300	5,296	30
2 1 0	17,126	17,116	5,173	5,176	8
1 1 1	17,607	17,606	5,033	5,033	63
-2 1 1	18,209	18,204	4,868	4,869	6
1 3 0	18,625	18,631	4,760	4,758	71
2 2 0	19,686	19,687	4,506	4,505	3
-2 2 1	20,643	20,646	4,299	4,298	30
-1 3 1	21,090	21,091	4,209	4,209	43
1 3 1	23,758	23,742	3,742	3,744	70
1 4 0	23,884	23,861	3,722	3,726	72
2 3 1	24,187	24,194	3,677	3,675	12
-1 1 2	24,572	24,576	3,620	3,620	29
0 0 2	24,993	24,990	3,560	3,560	23
-2 0 2	25,572	25,564	3,480	3,481	20
0 4 1	25,713	25,708	3,462	3,462	25
-1 4 1	25,841	25,849	3,445	3,444	28
-2 1 2	26,183	26,184	3,401	3,400	9
-1 2 2	26,462	26,461	3,365	3,365	37
2 4 0	27,762	27,766	3,211	3,210	19
-2 2 2	27,961	27,968	3,188	3,187	24

2. táblázat

## Különböző alumínitminták cella-paraméter értékei

Zárójelben a szórást adtuk meg, az utolsó tizedes jegy helyi értékében kifejezve

Leőhely	$a_0(\text{Å})$	$b_0(\text{Å})$	$c_0(\text{Å})$	$\beta^\circ$
Gánt – Hosszú- harasztos	1. 11,444 (2)	15,849 (1)	7,440 (1)	106,85 (1)
	2. 11,442 (6)	15,859 (5)	7,446 (2)	106,86 (2)
Rudabánya	11,448 (3)	15,851 (6)	7,439 (2)	106,91 (2)
Halle	11,451 (2)	15,847 (2)	7,445 (1)	106,87 (1)
Sussex	1. 11,435 (8)	15,858 (6)	7,438 (5)	106,84 (3)
	2. 11,449 (3)	15,852 (3)	7,444 (2)	106,88 (1)
	3. 11,450 (1)	15,854 (2)	7,441 (2)	106,91 (1)
Gánt	11,453 (4)	15,855 (4)	7,447 (2)	106,86 (2)
Csordakút	11,447 (4)	15,848 (3)	7,439 (2)	106,87 (2)

való eltérése a háromszoros szórási hibahatáron belül van. Ebből arra a következtetésre juthatunk, hogy a vizsgált aluminitminták nem mutatnak olyan jellegzetes, lelőhelytől függő individuális sajátosságokat, amelyek kristályszerkezeti különbségekre utalnak. Ezeket a mintákat tehát — legalábbis ami az alapvető szerkezeti paramétereket, a monoklin cella élhosszait és szögét illeti — azonosaknak kell tekintenünk. A kis mértékű Mg-Al-helyettesítés nem okoz vonaleltolódást, következésképpen nincs kimutatható változás az elemi cella paramétereiben sem. A Mg-beépülés mértéke és mikéntje, valamint egyéb, a szerkezetben az atomi koordinátákat befolyásoló finom különbségek pontos meghatározására minden bizonnyal csak a legmodernebb porfrakciós mérési és számítási technika, a profilillesztéses szerkezetfinomító módszer (H. M. RIETVELD 1969) lenne alkalmas. Ennek alkalmazása feltételezi az ideális kristályszerkezetnek az ismeretét. Minthogy az aluminit a természetben egykristály alakban csak igen ritkán és kivételesen fordul elő, nagy jelentőségű minden olyan eredmény, amely a polikristályos anyag vizsgálata révén segíti elő a kristályszerkezet finom sajátosságainak a kimutatását. Az indexelés és az elemi cella meghatározása kiindulópontja a további ilyen célú vizsgálatoknak.

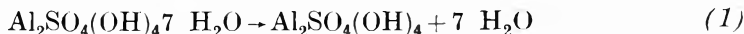
### Termikus vizsgálatok

Termikus vizsgálataink alapján részben az aluminit víztartalmára vonatkozóan az irodalomban fennálló bizonytalanságot akartuk megszüntetni (pl. H. STRUNZ 1970, KOCH S. — SZTRÓKAY K. I. 1967, GEDEON T. 1955, FARKAS L. — P.-E. WERNER 1980), részben pedig azt vártuk, hogy a vízvesztés és szulfáthomlás lépéscőinek és folyamatának a megismerése szerkezeti következtetésekre is ad lehetőséget.

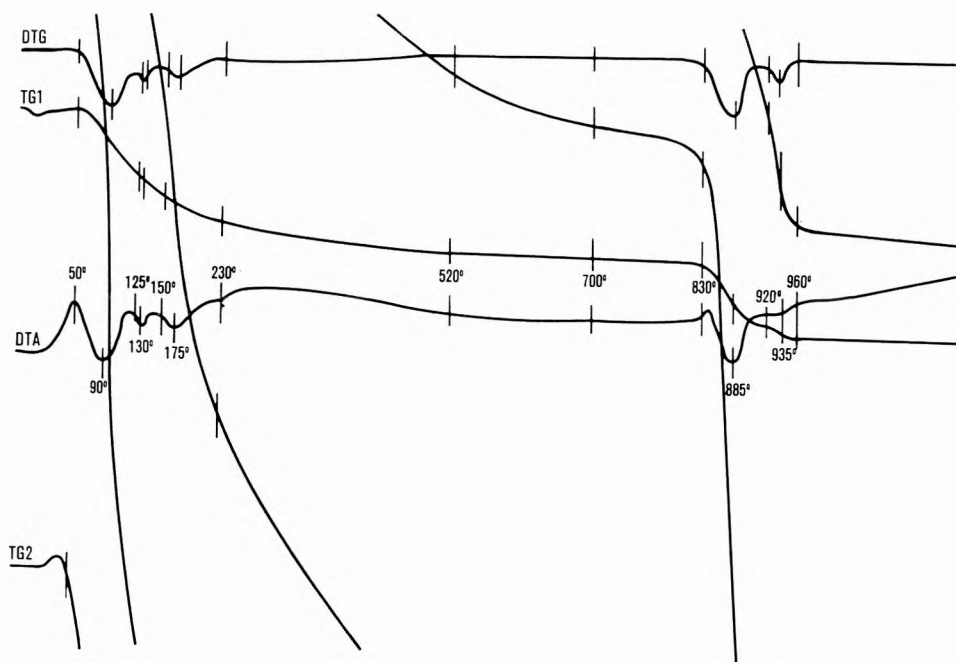
Az aluminit termikus bomlását *Mettler* gyártmányú regisztráló vákuum-termoanalizátorral vizsgáltuk 20–1160 °C hőmérsékleti tartományban, szárított levegőáramban a következő kísérleti körülmények között:

bemért anyagmennyiség: 50 mg légnedves anyag  
 tégely anyag: alumíniumoxid  
 áramlási sebesség: 5 l/h  
 felfűtési sebesség: 4°/min  
 referenciá anyag:  $\alpha$ - $\text{Al}_2\text{O}_3$   
 DTA érzékenységi tartomány: 100/ $\mu$ V  
 TG: 100/10 mg  
 DTG: 10 mg/min

A termoanalitikai görbéken (1. ábra) 6 többé-kevésbé jól elkülönülő folyamat különböztethető meg. (A TG2 az ún. nyújtott súlyskála, amely tízszer érzékenyebb a TG1 alap súlyskálánál.) Az elkülöníthető hőmérséklettartományokat — amelyekhez egy-egy folyamat rendelhető —, az ezekhez tartozó súlyvesztéséget, valamint a feltételezett sztöchiometrikus összetételből [ $\text{Al}_2\text{SO}_4(\text{OH})_4 \cdot 7 \text{H}_2\text{O}$ ] adódó számítás eredményét a 3. táblázatban tüntettük fel. Az első három lépésben endoterm folyamatokban összesen 7  $\text{H}_2\text{O}$  távozik. Meg kell azonban jegyeznünk, hogy az ismételt mérésekből kapott átlagos súlyvesztéség valamivel kevesebbnek adódott annál, mint ami pontosan 7  $\text{H}_2\text{O}$ -nak felelt volna meg. A 230 °C alatti kristályvízlépcsők felfűtési sebesség-függést mutattak.







1. ábra. Gánti alumínit termoanalitikai görbéi  
 Fig. 1. Thermoanalytical curves of aluminite from Gánt

3. táblázat

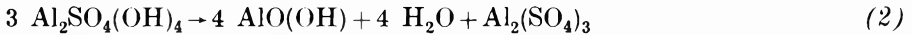
Az alumínit termikus bomlási folyamata

Lépés	T °C	DTA	TG súlyvesztés			Formula
			mg	% mért	% számított	
1.	50 – 125	end.	10,0	20,0	20,92	4H <sub>2</sub> O
2.	125 – 150	end.	2,7	5,4	5,23	1H <sub>2</sub> O
3.	150 – 230	end.	5,4	10,8	10,46	2H <sub>2</sub> O
4.	230 – 830	?	5,6	11,2	10,46	2H <sub>2</sub> O
	50 – 830	—	23,7	47,4	47,07	9H <sub>2</sub> O
5.	830 – 920	end.	9,2	18,4	18,62	1SO <sub>2</sub>
6.	920 – 1160	end.	2,3	4,6	4,65	(0,5)O <sub>2</sub>
	50 – 1160		35,2	70,4	70,34	

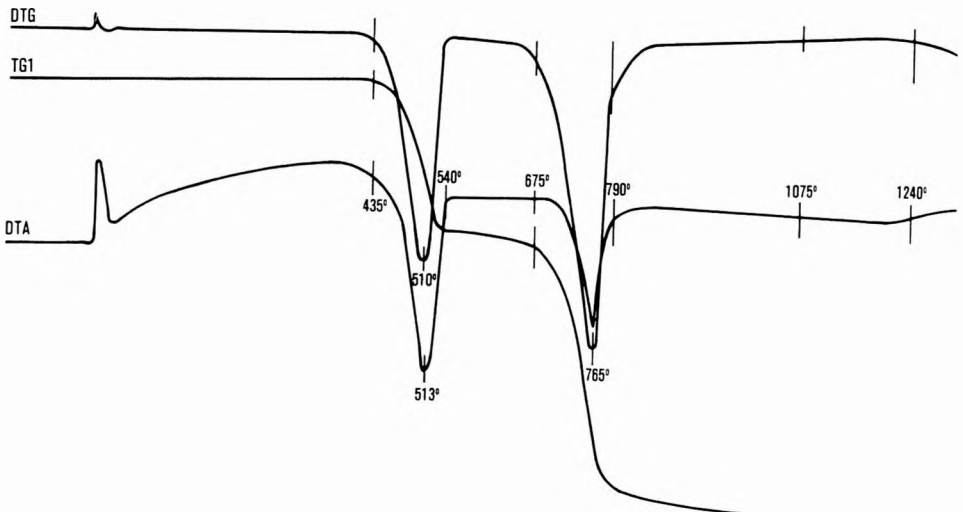
A hosszan elhúzódó 4. tartományt a következő konszekutív és/vagy szimultán folyamatok eredőjeként értelmezzük:

- a bázikus alumíniumszulfát-didhidrát rács összeomlása
- dehidráció (szerkezeti vízvesztés)
- új fázisok megjelenése.

Feltételezésünk szerint a következő reakciók játszódnak le:



Az ötödik folyamat kezdete előtt éles exoterm DTA-csúcs figyelhető meg (845 °C), amely kristályos fázisátalakulással magyarázható. A 830 °C feletti kettős DTA-csúcsot a szulfátfázis(ok) bomlása idézi elő. Az ötödik és hatodik



2. ábra. Iszkaszentgyörgyi alunit  $[(\text{K},\text{Na})\text{Al}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6]$  termoanalitikai görbéi  
Fig. 2. Thermoanalytical curves of alunite from Iszkaszentgyörgy

folyamat együttes súlyvesztése (830–1160 °C) igen jól egyezik a minta összes  $\text{SO}_3$ -tartalmával. Az izzítási maradék röntgendiffrakciós vizsgálata tiszta  $\alpha\text{Al}_2\text{O}_3$  (korund) fázis kialakulását igazolta.

A szulfátbomlás két jól elkülöníthető lépcsőjét a következő gondolatmenet alapján magyarázzuk:

- 1 — A két folyamatban eltávozó gáz halmazállapotú termék okozta súlycsökkenés aránya 4:1, megegyezik az  $\text{SO}_2:(0,5)\text{O}_2$  sztöchiometrikus arányával.
- 2 — A tiszta  $\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3$  fázis termikus bomlása mindig egy lépésben zajlik le, amit az alunit termogramok (2. ábra) egyértelműen igazolnak (lásd a 2. ábrán a 765 °C-os endoterm DTA-csúcsot!).

Az előbbieken felírt (2), (3) és (4) reakcióegyenlet végterméke feltételezésünk szerint kristályos dialumínium-monoszulfát, amely a következő reakcióegyenlet szerint két lépcsőben bomlik:



Ennek igazolására 830 °C-on illetve 920 °C-on „befagyasztott” fázisok röntgendiffrakciós vizsgálatára volna szükség.

### Összefoglalás

Az aluminit elemi cellájának meghatározásán és a porreflexiók indexelésén túlmenően eredményeinkből még további következtetések vonhatók le. Így a reflexiók szisztematikus kioldódásából kiadódik az aluminit  $\text{P}2_1/c$  szimbólumú monoklin tércsoportja. A különböző lelőhelyről származó minták röntgendiffrakciós képe és elemi cellája a mérési hibahatáron belül azonos volt, ami az aluminit szerkezeti állandóságára utal. Termikus vizsgálatainkkal sikerült egyértelműen kimutatnunk, hogy az aluminit szerkezetben összesen 9 molekula víz van, amiből 7 molekula a kristályvíz. A termikus bomlási folyamat minden lépcsőjét magyarázni tudtuk. Eredményeink kiindulópontot jelentenek a polikristályos aluminit finom kristályszerkezeti sajátosságainak a kimutatásához.

### IRODALOM

- BÁRDOSY Gy. 1959: The geochemistry of Hungarian bauxites. Parts III.—IV. — Acta Geol. 6. pp. 1—53.
- BÁRDOSY Gy. 1977: Karsztbauxitok. — Akad. Kiadó, Budapest.
- BÁRDOSY Gy. 1980: Személyes közlés (Personal communication).
- BÁRDOSY Gy.—SAJGÓ Cs. 1968: Aluminit in den Bauxitlagerstätten von Szóc, Ungarn. — Acta Geol. 12. pp. 3—10.
- DOBOSI K. 1978: Magyarországi alumínium-szulfát ásványok mineralógiai-kristálykémi vizsgálata. — Szakdolgozat, ELTE TTK Ásványtani Tanszék.
- FARKAS L.—WERNER P.-E. 1980: Powder diffraction studies on aluminite and meta-aluminite. — Z. Kristallogr. 151. pp. 141—152.
- GEDEON T. 1955: Aluminite (Websterite) of Gánt, Hungary. — Acta Geol. 3. pp. 27—43.
- KOCH S. 1966: Magyarország ásványai. — Akad. Kiadó, Budapest.
- KOCH S.—SZTRÓKAY K. I. 1967: Ásványtan II. — Tankönyvkiadó, 2. kiad. Budapest.
- MALMROS G.—WERNER P.-E. 1973: Automatic densitometer measurements of powder diffraction photographs. — Acta Chem. Scand. 27. pp. 493—502.
- RIETVELD H. M. 1969: A profile refinement method for nuclear and magnetic structures. — J. Appl. Cryst. 2. pp. 65—71.
- STRUNZ H. 1970: Mineralogische Tabellen. — Akad. Verlag, 5. Aufl. Leipzig.
- TÓTH Á.—POPITY J. 1979: Telérszerű aluminitképletek a csordakúti bauxitban. — Előadás a Földt. Társ. előadójelentésén, 1979. III. 20. Veszprém.
- WERNER P.-E. 1964: Trial-and-error computer method for the indexing of unknown powder patterns. — Z. Kristallogr. 120. pp. 357—387.
- WESTMAN S.—MAGNÉLI A. 1957: Determination of accurate interplanar spacings and lattice parameters from Guinier powder photographs. — Acta Chem. Scand. 11. pp. 1587—1593.

STRUCTURAL INVESTIGATIONS ON ALUMINITE  
BY X-RAY AND THERMOANALYTICAL METHODS

by

L. FARKAS—J. KÜRTHY-KOMLÓSI\*

*Introduction*

Aluminite,  $\text{Al}_2\text{SO}_4(\text{OH})_4 \cdot 7 \text{H}_2\text{O}$ , occurs in the nature very often on the inside or in the nearest neighbourhood of bauxite deposits. In recent years much bauxite has been found in Hungary in which the amount of the aluminite or other sulphate components is far above the usual value (GY. BÁRDOSY 1980). The increased aluminite content has a great influence on alumina production, because the technological parameters have to be changed in accordance with the chemical and phase composition of bauxite. To find the optimum values of the technological parameters is therefore of industrial and economical importance. Mineralogical and crystallographical analysis of bauxite phases including aluminite and other chemical, physico-chemical, etc. investigations seem to be an inevitable task from industrial and economical point of view. The available X-ray powder data for aluminite are of very low quality. Consequently, the quantitative phase analysis or even the X-ray identification of aluminite has proved to be questionable. Our purpose was to correct the data in order to be able to index the powder reflexions of aluminite and determine the unit cell parameters.

*X-ray investigations*

Powder diffraction photographs of nine aluminite samples were taken in a focussing camera of *Guinier-Hügg* type with strictly monochromatized  $\text{Cu}_{K\alpha_1}$  radiation and with KCl added as an internal standard. Single coated films were used in order to diminish the background and increase the resolution. The photographs were measured by a drum film scanner system described by G. MALMROS and P.-E. WERNER (1973).

The powder pattern from aluminite was indexed successfully (L. FARKAS and P.-E. WERNER 1980) by a revised version of a trial and error program, TREOR (P.-E. WERNER 1964). In Table 1 the first 25 reflexions of one of our aluminite samples (Gánt-Hosszúharasztos) as well as the HKL *Miller* indices, the measured and calculated  $2\theta$  and *d*-values and the integrated intensities are shown.

A least square refinement of the cell parameters of aluminite samples of different origin could not reveal any structural discrepancy among the samples investigated. The values of cell parameters agree very well within the limits of three standard deviations (Table 2). In order to establish very slight structural variations or individual characters of aluminite samples a more sophisticated method (M. RIETVELD 1968) could be appropriate. This method, however, needs the knowledge of an approximate model for aluminite structure.

\* Research, Engineering and Prime Contracting Centre Hungarian Aluminium Corporation, Budapest.

*Thermoanalytical investigations*

The decomposition of aluminite was investigated by a *Mettler* Thermoanalyzer between 20 and 1160 °C in a dried flowing air atmosphere. The resulting thermoanalytical curves (Fig. 1) show 6 more or less well-separable processes. (The TG2 curve represents the "expanded weight", which is ten-times more sensitive than the "general weight", TG1.) The characteristic temperature intervals, the measured and calculated weight losses and their interpretation are shown in Table 3.

In the first three steps 7 H<sub>2</sub>O evolves altogether in agreement with the expected equation (1).

The more extended fourth interval could be explained by the following consecutive and/or simultaneous processes:

- collapse of the basic aluminium sulphate-dihydrate lattice,
- dehydration and formation of new structures, e.g. according to equations (2), (3) and (4).

At the beginning of the fifth process an exothermic peak (845 °C) represents a kind of crystalline phase transformation. Above 830 °C the fifth and sixth TG steps (DTG peaks) indicate the decomposition of sulphate(s). The resulting total weight loss percentage (830–1160 °C) is in good agreement with the calculated SO<sub>3</sub> content. The ignition residue proved to be pure α-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> by X-ray examination. With a view to the very good agreement between the measured and calculated weight losses corresponding to 1 SO<sub>2</sub> and (0.5) O<sub>2</sub> for the last two peaks and the experiences with the thermal decomposition of pure Al<sub>2</sub>(SO<sub>4</sub>)<sub>3</sub> taking place always in a single step (see Fig. 2), the presence of Al<sub>2</sub>O<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> (eq. 4) was presumed. It may be supposed that dialuminium-monosulphate decomposes according to equations (5) and (6).

*Conclusions*

Powder reflexions of aluminite were successfully indexed using a trial and error indexing program, TREOR. It has been proved that the aluminite has a monoclinic unit cell. Deviations of cell parameters of samples of different origin do not exceed the limits of three standard deviations which means that natural aluminites do not show important structural variations, individual characteristics. Systematic extinctions in the reflexion set allow to conclude that the space group for aluminite is P2<sub>1</sub>/c. It has become clear from thermoanalytical investigations that the total water content of aluminite is 9 H<sub>2</sub>O, the number of crystalline water is 7. Our results seem to be important contributions to the structural investigation of the polycrystalline aluminite.

*Table 1.* The 25 first reflexions of aluminite. (Multiple indexing is not given, the unit of intensity is arbitrary.)

*Table 2.* Cell parameters of aluminite samples of different origin as refined by the method of least squares. Standard deviations are given in brackets in last decimal units

*Table 3.* Characteristic temperature intervals, measured and calculated weight losses and interpretation of the thermal decomposition of aluminite



## KALCIT- ÉS DOLOMITTARTALOM KÉMIAI MÓDSZEREKKEL VALÓ MEGHATÁROZÁSÁNAK KRITIKAI ELEMZÉSE

RISCHÁK GÉZA — LEKNER MÁRIA

Gyakran használnak kémiai módszereket karbonátos kőzetek gyors ásványtani minősítésére. Ezek között is kiemelt szerepe van a karbonátos kőzetek és sósav egymásra hatásakor keletkező  $\text{CO}_2$ -gáz térfogatmérésének állandó nyomáson és hőmérsékleten (DREIMANIS 1962); valamint a  $\text{CO}_2$ -gáz nyomásmérésének állandó térfogaton és hőmérsékleten (SKINNER et al. 1958). Ezek mellett el nem hanyagolható gyakorisággal alkalmazzák a karbonátos kőzetek Ca-ra és Mg-ra történő gyors kémiai elemzését. Ezekből a mért paraméterekből következtetni lehet a kőzet kalcit- és dolomittartalmára. A tapasztalat azt mutatja, hogy ezek a módszerek, az esetek többségében a rájuk jellemző hibahatáron belül egymással és egyéb ásványtani módszerekkel is jól egyeznek. Elég gyakran előfordulnak viszont olyan esetek, amikor ezek-  
kel a módszerekkel kapott eredmények nem egyeznek egymással. Az eltérések okainak a felderítésére végeztük azokat a vizsgálatokat, amelyekről a jelen cikkben beszámolunk.

### Módszerek

#### *Gáztérfogat-mérés*

Változtatás nélkül alkalmaztuk a helytelenül *Chittick*-módszernek nevezett és DREIMANIS (1962) által leírt gázvolumetrikus módszert. Ezt a módszert a szerzője karbonátos moréna-agyagok elemzésére dolgozta ki. A módszer a kalcit és a dolomit eltérő oldódási reakciósebességét használja fel a két ásvány egymás melletti meghatározására. Ez a reakciósebesség azonban több tényezőtől is függ:

- a) a két ásvány, pontosabban ásványcsoport kristályfizikai és kristálykémiai jellemzőitől,
- b) a reakcióelegy hőmérsékletétől,
- c) a keletkező  $\text{CO}_2$  és a reakcióterben jelenlevő vízgőz parciális nyomásától, ez pedig függ a környezet hőmérsékletétől,
- d) az elemzett kőzetpor szemcseméret-eloszlásától,
- e) a kalcit és a dolomit mennyiségi arányától, sőt a reakcióterre vonatkoztatott fajlagos beméréstől is.

#### *Gáznyomás-mérés*

Ezt a vizsgálati módot most vezetjük be abból a célból, hogy ezeket a méréseket részben vagy egészben automatizáljuk. A berendezés teljesen saját tervezésű, amelyről külön cikkben számolunk be. Itt csak a mérés elvét ismerttet-

jük. A berendezés egy speciálisan kiképzett reakcióedényből áll, amelybe anny kőzetport mérünk, hogy a hozzá csatlakoztatott elválasztó olajjal töltött U cső után kapcsolt regisztráló manométeren 20—500 mm vízoszlop-nyomásnövekedést okozzon a belőle keletkező CO<sub>2</sub>. A kőzetporhoz adott sav hozzávezetésével együtt indul a regisztráló manométer, mely az eltelt idő függvényében felrajzolja a nyomás—idő görbét, azaz a cserebomlás reakciósebesség-görbéjét. A regisztrátumon lépcső vagy legalábbis törés jelentkezik, ha a kalcit mellett dolomit is van; és annak alapján mindkettő mennyisége pontosabban számítható mint az egyszerű gázvolumetrikus mérésnél.

### *A karbonátos kőzetek sósavban oldható Ca- és Mg-tartalmának kémiai elemzése*

A sósavban oldható Ca- és Mg-ionok, karbonátos kőzet esetében, csak a karbonátásványoktól származhatnak, és ezek mennyiségi viszonyait vissza lehet vezetni az ásványokra. A kémiai elemzés elvégzésére bármely Ca-ra és Mg-ra specifikus mennyiségi analitikai módszer megfelel, amelynek az elemzési hibája nem befolyásolja a végső eredmény pontosságát. A vizsgálataink egy részénél komplexometriás titrálást, az újabb vizsgálatoknál atomabszorpció (A. A. S.) elemzést alkalmaztunk. Az utóbbit a MÁFI kémiai laboratóriuma végezte.

Cikkünkben felhasználjuk PAMMER I.-nak a MÁFI Ásvány-Kőzettani Osztályán vizsgálati munka keretében készült technikus minősítő vizsgadolgozatának az adatait is (1978). A dolgozat szerzője komplexometrikus úton határozta meg anyagai savban oldható Ca- és Mg-tartalmát.

### **Mérési eredmények**

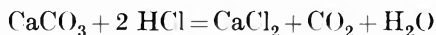
A két gazometrikus és az atomabszorpciós spektrometriai módszert hasonlítottuk össze sorozatelemzésben ugyanazon minták röntgendiffrakció-vizsgálati eredményeivel. 13 db széles koncentrációtartományban változó kalcit- és dolomittartalmú kőzetet vontunk be a vizsgálatba. A párhuzamos mérésekkel kapott kalcit és a CaMg(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub> képlet alapján számított dolomittartalom adatait az 1. táblázatban állítottuk össze. Megvizsgáltuk, hogy egy sorozaton belül milyen szórással lehet reprodukálni a gázvolumetrikus, valamint az atomabszorpciós spektrometriai módszert (2. táblázat). Ellenőriztük a gázvolumetrikus módszer elérhető pontosságát kiválasztott kőzetminták elemzésével (3. táblázat).

PAMMER I. (1978) munkája nyomán ismertetjük a mesterséges keverékek gázvolumetrikus elemzése során kapott eredményeket. Az 5. táblázatban mutatjuk be a kalcit-dolomit keverékek elemzési adatait, a 6. táblázatban PAMMER I. eredményeit, amelyeket kalcit—magnezit gázvolumetrikus elemzésével kapott.

A gázok vizsgálatának természetéből adódik, hogy a gazometrikus munka érzékeny nemcsak a szubjektív, hanem a módszeres hibák iránt is. Ezeket standard kőzetminták elemzésével ellenőriztük (7. táblázat). A vizsgálati eredmények szórása arra utalt, hogy jelentős része van ebben a módszeres hibának, ezért megvizsgáltuk, hogy van-e összefüggés a kapott eredmények és a minták szemcseméret-eloszlása között.



A vizsgálatokból az derült ki, hogy a két gazometrikus módszer sem ad mindenhol párhuzamos eredményeket. A gazometrikus és az abszorpciós spektrometriai elemzések sem vezettek mindig összevethető eredményre. Az eltérések egyik fő oka az, hogy az ásványi fázis mennyiségének a kiszámításához használt feltételek nem azonosak. A gazometrikus elemzésnél feltételezzük, hogy:



azaz, hogy minden keletkezett 1 mól  $\text{CO}_2$  megfelel 1 mól kalcitnak és 2 mól  $\text{CO}_2$  1 mól dolomitnak. Látszólag több kalcittartalmat kapunk, ha a minta alkáli-karbonátokat vagy kalcium-alkáli vegyes karbonátot is tartalmaz, mert az ezekből keletkező  $\text{CO}_2$ -ot teljes egészében  $\text{CaCO}_3$ -ként számoljuk el, ha nem állnak rendelkezésre megfelelő kiegészítő vizsgálati adatok. Ezek az adatok többnyire hiányoznak, mivel a gazometrikus karbonátmeghatározást gyors minősítő vizsgálatnak szánják. Ha Mn és Fe helyettesít a dolomitban, kevesebb egyenértékű dolomitot adunk meg, mint a tényleges, mert a Ca és a Mg atomsúlya kisebb, mint a Mn-é ill. a Fe-é. Ezzel szemben, ha a minta magnezitet is tartalmaz, ugyanezen okok miatt több dolomitként számoljuk el.

A Ca- és Mg-ionok elemzésével meghatározott kalcit és dolomit mennyiségét más jellegű hibák terhelik. Alapvető hibaforrás az, ha a minta nemcsak savban oldható Ca- és Mg-karbonátokat, hanem más savban oldható Ca- és Mg-sókat is tartalmaz. Ilyen esetben ezeket is kalcitként és dolomitként számoljuk el. A kalcitban és a dolomitban lehetséges más kationhelyettesítések miatt, minthogy csak Ca-ra és Mg-ra elemzünk, kevesebb kalcitot és dolomitot adunk meg mint a tényleges érték.

A kőzetek szmekttartalma a jelentős ioncsere-kapacitás miatt számottevően megváltoztatja a savas oldat Ca- és Mg-koncentrációját és ezek egymáshoz való viszonyát. Ezen túlmenően a tökéletes oldás megvalósítására sokáig digerálják vízfürdön a reakcióelegyet. Ezalatt a kevésbé stabil szilikátok is oldódnak, különösen, ha már bontottak is.

Ha magnezit és egyéb Mg-karbonát sók is vannak a mintában, ezekhez a  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$  képletnek megfelelő Ca-ot is rendelünk, ezért látszólag több dolomit és kevesebb kalcitot találunk a mintában, mint kellene.

Mindezek miatt a gazometrikus és a kémiai elemzéseken alapuló kalcit- és dolomitmeghatározások esetenként eltérő eredményt kell hogy adjanak. Ezek a jelenségek megmutatkoznak az 1–3. táblázatok adataiban. Az 1. táblázatban az 1–7. sorszámig olyan minták szerepelnek, amelyekről azt is lehetne mondani, hogy csak kalcitot tartalmaznak. Az 1. minta kivételével a röntgendiffrakciós elemzés nem is mutatott ki dolomitot. A gázvolumetrikus módszer az 1. és 2. sz. minták kivételével mégis talált, a kémiai módszer pedig kivétel nélkül. A gázvolumetrikus módszer szerint a minták egyike sem tartalmazott dolomitot.

A gázvolumetria és a kémiai elemzés eredményeinek az összevetése azt mutatja, hogy a volumetrikus vizsgálat szerint általában magasabb a kőzet kalcit- és dolomittartalma, így az összes karbonáttartalma is, mint a kémiai módszerrel meghatározva. Az nyilvánvalóan nem lehet, hogy egy alapos kémiai oldás után kevesebb savban oldható Ca- és Mg-ion legyen az oldatban, mint amennyi a kőzetben van. A különbség abból adódik, hogy ezek a kőzetek kalcit mellett alkáli-karbonátot is kell hogy tartalmazzanak. Ennek az oldódási

I. táblázat

Természetes minták különböző módszerrel végzett kalcit-dolomittartalom meghatározásának eredményei (%)

Sor- szám	Mintaszám	Oldási maradék	Gázvolumetria*			Gázmanometria*			A. A. spektrometria*			Röntgendiffrakció	
			kalcit	dolomit	Σ	kalcit	dolomit	Σ	kalcit	dolomit	Σ	kalcit	dolomit
1.	9384/22	—	95,1	0	95,1	96,1	0	96,1	89,5	3,22	92,7	—	~
2.	9043/15	—	90,8	0	90,8	94,4	0	94,4	87,7	2,20	89,9	—	0
3.	9041/11	—	94,0	3,5	97,5	97,8	0	97,8	90,3	2,4	92,7	—	≪1
4.	9041/23	—	89,3	1,8	91,1	99,0	0	99,0	90,8	2,8	93,6	—	0
5.	9268/22	—	93,6	1,3	95,0	99,0	0	99,0	91,4	2,8	94,2	—	0
6.	9041/17	—	92,2	3,1	95,3	91,4	0	91,4	89,6	2,8	92,4	—	≪1
7.	9041/9	—	92,4	3,1	95,5	97,8	0	97,8	93,4	2,4	95,8	—	≪1
8.	I/20	6,37	25,1	61,9	87,0	13,6	81,7	101,7	16,4	74,2	97,0	—	75
9.	I/19	2,71	30,3	59,1	89,4	28,4	66,0	97,2	—	—	—	—	73
10.	U/14	—	25,9	62,2	88,1	27,3	67,0	94,3	12,5	84,2	96,7	—	95
11.	U/147	—	57,8	30,4	88,2	44,4	48,2	92,6	38,2	48,5	86,7	—	48
12.	U/187	—	23,5	70,8	94,3	22,8	74,4	97,2	12,4	83,2	95,6	—	95
13.	U/250	—	4,6	85,3	89,9	2,3	86,9	89,2	11,9	84,6	96,6	—	90
14.	J/5	2,5	90,3	4,5	97,3	99,0	0	101,4	—	—	—	—	—
15.	J/8	2,7	29,2	59,2	91,1	28,4	66,0	97,1	—	—	—	—	—
16.	J/10	1,16	80,2	11,8	93,1	81,3	14,7	96,0	—	—	—	—	—
17.	J/14	1,9	12,8	71,5	86,2	17,1	78,6	97,6	—	—	—	—	—
18.	J/19	2,2	14,0	76,7	92,9	6,8	91,1	100,1	—	—	—	—	—
19.	J/20	8,0	6,2	80,4	94,6	5,7	88,0	101,7	—	—	—	—	—
20.	J/21	11,0	3,7	79,0	93,7	0	82,8	93,8	—	—	—	—	—
21.	J/22	10,6	8,3	74,2	93,1	2,8	85,9	98,8	—	—	—	—	—
22.	J/25	7,8	8,4	74,2	90,4	9,1	77,5	93,9	—	—	—	—	—

\* Számított ásványi összetétel.

Az elemzések összegében benne van a minták oldási maradéka is.

sebessége még nagyobb mint a kalcité, ezért a manometrikus módszer ezt a prompt reakciót már nem tudja elválasztani és az egész reakciót a kalcitához rendelte.

A reakcióidő-nyomás görbében nem jelentkezett dolomitlépcső vagy inflexió, amiből arra lehet következtetni, hogy ha van a mintában dolomitfázis, akkor annak igen finoman hintettnek kell lennie. ami együtt oldódik a kalcittal, másrészt a kalcitnak egy magnéziokalcit változatával is számolni kell, hiszen a volumetrikus módszer dolomit-leolvasási idején belül volt még egy gázfejlődés, ami csak egy elhúzódó kalcitreakcióból adódhatott. Ezt az elhúzódást a kalcitba beépülő Mg okozhatta. A kémiai elemzésből kétségtelen, hogy savban oldható Mg-ot tartalmaztak a minták. Az összes adat birtokában el kell vetnünk a Mg szilikátokból való eredetét és így azt mondhatjuk, hogy a vizsgált kőzetek olyan mészkövek, amelyekben a fő alkotó a kalcit kevés Mg-helyettesítéssel, esetleg Mg-kalcit hozzákeveredéssel.

Az 1. táblázat 8—13. sz. mintái változó mennyiségben tartalmaznak kalcitot és dolomitot.

A 9. sz. minta esetében hiányzik a kémiai elemzés, a többi elvárható módon egyezik egymással. A gázvolumetrikus elemzéssel meghatározott dolomittartalom kevesebb a valódinál. Az ok valószínűleg az elemzési idő végéig fel nem oldódott karbonátrészből származik. Erre utal az alacsonyabb összes karbonát-tartalom és az oldási maradék összege. A 10. és 12. sz. minta egymáshoz hasonlóan viselkedett. Legkevesebb kalcittartalmat a röntgendiffrakciós és a kémiai elemzés mutatott ki. A két gazometrikus elemzés egymással összhangban sokkal több kalcitot ad meg. A kémiai elemzés figyelembevételével jelentős egyéb könnyen oldódó karbonátmennyiség társul a kalcitfázishoz. Az összes karbonát értékek összehasonlításából ismét az látható, hogy a volumetrikus módszert 8—12% oldódási hiány terheli, ami döntően a dolomitnál jelentkezik hibaként.

A 13. sz. minta esetében a két gazometrikus módszer jól egyezik párban, úgyszintén a kémiai és röntgendiffrakciós elemzési pár. Ebben az esetben is oldódási hiánnyal állunk szemben.

A gázvolumetrikus módszer buktatóit tekintetbe véve még ez az eltérés is elfogadható sorozatvizsgálatoknál. Ezek a kőzetek túl finomszeműek ahhoz, hogy makroszkópos módszerekkel preparálni lehetne belőlük kalcitkristályt, hogy részletes röntgendiffrakciós vizsgálattal el lehetne dönteni a feltétel jogosságát. A rendelkezésre álló adatokból azért nagy valószínűséggel lehet jelezni a fentiek mellett még Mg-kalcit elegyfázis jelenlétét, vagy pedig az egész kalcitfázis kis helyettesítési arányú Mg-kalcit.

Figyelemre méltó a *J* jelű sorozat adatainak összefüggése. Ebből világosan látható, hogy a gázvolumetrikus mérésnél ajánlott mérési idők csak tájékoztató jellegűek, mert kis kalcittartalom esetében ez az idő jelentősen ingadozik és így tekintélyes hiba forrása lehet.

A tényleges oldási idő viszont csak regisztrálással határozható meg egyértelműen. Ezen túlmenően is kevesebb összes karbonátot határozunk meg a volumetrikus módszerrel, mint a manometrikussal. DREIMANIS 5—7% korrekciót alkalmazott a meghatározások dolomittartalmára vonatkoztatva. Ez a tapasztalati plusz korrekció azonban nem mindenütt felel meg és esetenként több hiányzik. Ez az elemzési hiány nemcsak az esetleges magnézit kivárhatalatlan lassú oldódásából adódik, hanem az egyéb nem karbonátos kötésű savban oldhatatlan sókból is, amelyek számbavétele sem az oldási maradék meg-

határozásánál, sem a gázometrikus elemzésnél nem történik meg. A gázmanometrikus mérésnél jobban meg tudjuk közelíteni a dolomit oldási idejét és így az elemzési hiány is kisebb. A 2. táblázatban mutatjuk be a gázvolumetrikus és a kémiai elemzés hibaellenőrzési adatait. Azonnal szembeötlik, hogy a gázvolumetrikus meghatározás hibája közelítőleg egy nagyságrenddel meghaladja a kémiai módszerét. Mindkét meghatározás pontossága rosszabb a kisebb koncentrációtartományban, a jelen esetben a dolomit elemzésénél, de a kémiai elemzés még itt is pontosabb, mint a gázvolumetria. Az elérhető pontosság

2. táblázat

A gázvolumetrikus és a kémiai elemzés összehasonlító adatai (%)

Mintaszám	Gázvolumetria			A. A. spektrometria		
	kalcit	dolomit	$\Sigma$	kalcit	dolomit	$\Sigma$
9438/7 a	43,0	6,4	49,4	42,8	5,2	48,0
b	46,3	0,9	47,2	42,6	5,6	48,2
c	45,1	4,6	49,7	42,8	5,2	48,0
d	43,5	4,6	48,1	—	—	—
$\bar{x}$	44,5	4,1	48,6	42,7	5,3	48,0
$\sigma\%$	3,4	5,6	2,8	0,3	4,3	0,2

az analitikai kémiában szokásos módon maximumon át nő a koncentrációval. Fel kell hívni a figyelmet arra, hogy a meghatározások kalcit- és dolomittartalom összege mindkét módszernél pontosabb, mint az egyedi meghatározások esetében. Ez természetes, a  $\text{CO}_2$ - és a Mg-elemzés tárgyalásánál már ismertetett hozzárendelési problémák itt is hatnak. A gázvolumetrikus munkánál a  $\text{CO}_2$ , a kémiai elemzésnél a Ca szétosztása befolyással van a kalcit- és a dolomittartalom arányára. Ennek az aránynak szükségszerűen pontatlanabbnak kell lennie, mint a szummának, feltéve, hogy más független hibaforrás nem módosítja a megoszlást.

Részletesen vizsgáltuk külön is a gázvolumetrikus módszer pontosságát. Ezek az adatok a 3. táblázatban láthatók. A relatív hiba elég tág határok között változik. Egyetlen sorozat nem illeszkedik a többi közé, az I/19. minták. Ennek a sorozatnak igen kicsi a szórása és a relatív hibája, ami semmiképpen nem jellemző erre a vizsgálatra. Az adatok elemzése arra utal, hogy nemcsak a minta kémiai összetétele, az összetételbeli különbségek, a kísérleti körülmények, hanem egyéb tényezők is hatnak az ugyanazon módszerrel elérhető pontosságra. Az egyes minták az azonos őrlési technológia ellenére is tapinthatóan kissé eltérő finomságúak voltak. Tekintettel arra, hogy a gázfejlődés sebessége az oldási sebesség függvénye, és ez pedig többek között a sav számára hozzáférhető felület is, így biztosan szerepe van a reakciósebesség megoszlásában a minta granulometriai tulajdonságainak is. Megvizsgáltuk tehát a minták mérhető kalcit- és dolomittartalmát ugyanazon minta durvább és finomabb frakciójában és az eredeti mintában, valamint meghatároztuk a minta szemcseméret-eloszlási görbéjét. A vizsgálatok azt mutatták, hogy az összes karbonát elemzési hibája a 0.06 mm alatti szemcsefrakciónál a legkisebb, és úgy látszik, hogy a minta durvább szemcsézettsége rontja az elemzés összes pontosságát.

3. táblázat

## A gázvolumetrikus módszer hibaellenőrzési adatai (%)

Mintaszám	Gázvolumetria		
	kalcit	dolomit	$\Sigma$
9438/12 a	59,5	1,7	61,2
b	59,1	1,8	60,9
c	52,9	6,4	59,3
d	56,1	3,7	59,8
e	54,9	8,2	63,1
f	56,1	4,6	60,7
$\bar{x}$	57,14	4,4	60,83
$\sigma\%$	3,6	58,4	2,17
1/6 a	14,7	72,7	87,4
b	8,6	78,8	87,4
c	14,0	76,7	90,7
$\bar{x}$	12,4	76,1	88,5
$\sigma\%$	26,8	4,0	2,2
1/8 a	8,3	74,2	82,5
b	7,5	72,4	79,9
$\bar{x}$	7,9	73,3	81,2
$\sigma\%$	—	—	—
1/19 a	29,1	59,6	88,7
b	29,1	59,6	88,7
c	29,2	59,4	88,6
$\bar{x}$	29,1	59,5	88,6
$\sigma\%$	0,3	0,2	0,1

A kalcit meghatározás hibája egyértelműen kisebb, ha a 0,06 mm alatti frakcióból végezzük az elemzést, szemben az eredeti anyagra kapott értékekkel. A 0,06 mm alatti frakcióból kevesebb kalcitot mutat ki a gázvolumetrikus módszer, mint az eredeti mintából. A 0,06 mm feletti frakcióból meghatározható kalcit mennyisége az eredeti anyag értéke körül ingadozik. Ez az összefüggés azonban lazább az előzőnél, ui. nem minden mintából tudunk elegendő mennyiségű durvább frakciót leválasztani ahhoz, hogy értékelhető számú elemzést tudjunk volna végezni. A 0,06 mm feletti frakció kalcitelemzési pontossága és a granulometriai adatok között nem találtunk határozott összefüggést.

A dolomit meghatározás pontossága nem nő a finomra való őrléssel, sőt nagyobb a szórás, mint az eredeti anyag esetében. A 0,06 mm feletti frakciónál jobb az elemzési pontosság, mint az eredeti mintánál. Ebből nyilvánvaló, hogy az őrlés deformálja és esetenként meg is zavarja a dolomit kristályrácsát, ami az oldási sebesség megváltozását és az eredmények nagyobb szórását okozza. A finom frakcióban kevesebb dolomittartalmat találtunk, mint a durvábban. Ennek oka egyrészt a finom por nagyobb oldódási sebessége, másrészt hogy a dolomit rosszabbul őrlődik és a durvább frakcióban dúsul — esetleg mind a kettő.

Nem találtunk összefüggést az elemzési pontosság és a két frakció mennyiségi viszonyai között. PAMMER I. mesterséges keverékeken ellenőrizte a gáz-

volumetrikus módszer alkalmazhatóságát és a különböző karbonátásványok egymásra gyakorolt zavaró hatását. A felhasznált ásványok ill. a tiszta karbonátos kőzetek adatait a 4. táblázat tartalmazza.

Az 5. táblázat igen jó egyezést mutat mind a kalcit mind a dolomit meghatározásánál akár gázvolumetrikus, akár komplexometrikus úton hajtjuk végre az elemzést. Az eltérés szórása 1%-nál kisebb. Rosszabb az elemzések pontossága a kalcit—magnezit keverékeknél. Nemcsak a gázvolumetrikus és a komplexometriás módszer eredményeiben nő meg a szórás, hanem a magnezit-meghatározások következetesen kisebb magnezittartalmat adnak a bemért mennyiségnél.

A 6. táblázat adataihoz hozzá kell fűzni, hogy PAMMER I. a magnezit adatait többször 50 °C-ra melegített reakcióeleggyel kapta, ugyanis a magnezit szobahőmérsékleten olyan kismértékben oldódik 20%-os sósavban, hogy még

4. táblázat

A modell-vizsgálatoknál felhasznált ásványok kémiai elemzési adatai (%)

		Kalcit	Dolomit	Magnezit	Sziderit
Savban oldható	FeO	0,26	0,07	5,56	54,66
	CaO	55,00	30,27	0,72	ny.
	MgO	ny.	21,87	44,38	2,11
	MnO	ny.	ny.	0,20	2,60
	CO <sub>2</sub>	42,89	45,88	48,37	37,60
Oldási maradék		0,12	0,70	1,51	0,10

5. táblázat

Mesterséges kalcit-dolomit keverékek elemzésének összehasonlítása (%)

Keverési arány		Gázvolumetria			Komplexometria		
kalcit	dolomit	kalcit	dolomit	Σ	kalcit	dolomit	Σ
100	—	98,6	—	98,6	97,4	—	97,4
—	100	—	99,9	99,9	—	99,5	99,5
10	90	10,0	87,8	97,8	10,8	88,8	99,6
30	70	31,5	66,2	97,7	32,3	66,0	98,3
50	50	52,9	45,1	98,0	51,1	47,1	98,2
70	30	71,6	28,0	99,6	70,4	29,4	99,8
90	10	87,8	10,6	98,4	87,4	10,5	87,9

nagyobb volt az elemzési veszteség. Ebből következik, hogy a normális szobahőmérsékleten végzett gázvolumetrikus mérésnél a minta magnezittartalma gyakorlatilag az elemzési veszteségbe kerül. A kémiai elemzésnél ez a hiány nem jön létre az erőteljes oldási eljárás miatt. A 6. táblázat is megmutatja, hogy a kalcit is zavarja a magnezitmeghatározást, elsősorban azzal, hogy savat fogyaszt, ui. a tiszta magnezit elemzési adata közelebb van a bemért értékhez, mint a kisebb magnezitkoncentrációé. A magnezitgörbe eltérése a valódi egyenestől 0—65% mért koncentrációtartományban a magnezit koncentrációjával nő.

6. táblázat

## Mesterséges kalcit-magnezit keverékek elemzésének összehasonlítása (%)

Keverési arány		Gázvolumetria			Komplexometria		
kalcit	magnezit	kalcit	magnezit	$\Sigma$	kalcit	magnezit	$\Sigma$
100	—	98,6	—	98,6	97,4	—	97,4
—	100	—	94,9	94,9	—	93,8	93,8
10	90	10,9	66,4	77,3	10,3	77,3	87,6
30	70	31,3	52,8	84,1	29,4	54,8	84,2
50	50	44,5	42,7	87,2	45,1	43,6	88,7
70	30	68,2	24,9	93,1	68,0	25,2	93,2
90	10	86,6	6,4	93,0	85,6	6,9	92,5

7. táblázat

## Standard kőzetminták gázvolumetrikus elemzésének összehasonlítása a standard összetétellel (%)

Minta jele		Gázvolumetria			Számított érték		
		kalcit	dolomit	$\Sigma$	kalcit	dolomit	$\Sigma$
1.	CaCO <sub>3</sub>	98,9	—	98,9	100	—	100
2.	ZGI Standard mészke KH	82,22	1,75	83,97	85,20	—	85,20
3.	KGST Standard dolomit (Gellért)	6,78	92,34	99,12	—	99,1	99,1

1. Az alt. vegyszert 100% tisztaságúnak vettük.
- 2–3. A számított értéket a standard minták hivatalosan legvalószínűbbként megadott elemzési értékei alapján számítottuk.
3. A különböző laboratóriumok sem röntgendiffrakciósan, sem derivatográfiásan, sem IR spektroszkópiásan nem találtak önálló kalcitfázist. Derivatográfiásan vizsgálva azt találták, hogy a dolomit Ca-ban dúsabb, mint az elméleti Ca:Mg = 1:1 összetétel.

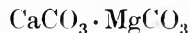
PAMMER I. megvizsgálta kalcit-sziderit keverékeken e két ásvány egymás melletti meghatározhatóságát. Vizsgálatai szerint a sziderit még rosszabbul oldódik 20%-os HCl-ben, mint a magnezit. A szideritet csak 100 °C körüli hőmérsékleten lehetett savval elbontani. Ez a megfigyelés ellentétben van DREIMANIS (1962) véleményével, aki a szideritek oldhatóságát a dolomitével azonosnak veszi. PAMMER I. arra a következtetésre jutott, hogy a gázvolumetrikus módszer hibája 3%-nál kisebb. Ezzel szemben a bemutatott számos eset is azt mutatja, hogy ezt sem lehet egyértelműen kijelenteni. Hogy képet kapjunk az összes hiba nagyságáról, elvégeztük a gázvolumetrikus elemzést nemzetközi standard kőzetmintákon. A 7. táblázat adatai azt mutatják, hogy ezek az igen alaposan előkészített, finomra őrölt és garantáltan homogén mintákon igen jó eredményekhez jutottunk, ezeket a szórásokat valószínűleg az elméletileg elérhető határnak tekinthetjük. Ez a jó eredmény egyben arra is figyelmeztet, hogy nem elég egy elemzési módszert, mint próbakövön, a standard mintákon ellenőrizni. Attól még lehet egy módszer szerény teljesítőképességű, hogy a standard mintákat jól elemzi.

## A vizsgálati eredmények értelmezése

A bemutatott adatok és az egyes módszerekkel meghatározott értékek saját és egymáshoz viszonyított szórása meghaladja magából az elemzési módszerből adódó szórás. Az elemzési hibákra nem elegendő magyarázat a minták eltérő szemcseméret-eloszlása és az ebből fakadó inhomogenitás. Az eltérésnek mélyebb oka kell hogy legyen.

Az első és igen lényeges ok az, hogy a makroszkóposan, mikroszkóposan, de még gyakran röntgendiffrakciósan is egységes kalcit- és dolomitkristály molekuláris méretekben vagy az elemi cella nagyságrendjében már inhomogén. A kémiai és az energetikai paramétereket mérő módszerek (DTA, IR színkép) már érzékelik ezt az inhomogenitást. Vizsgáljuk meg tehát, hogy milyen problémák merülnek fel a karbonátközetek elemzésénél. A problémák már az ásványtani nevezéktannal elkezdődnek. A mikroszkóposan egységes ásványok a kémiai reakciókban már nem egységesek. Ásványtani szempontból kalcit az az ásvány, amely a  $D_{3d}^6 - R_3$  tércsoportba kristályosodik. A szimmetria-operátorok azonban lehetővé teszik, hogy minimális helyettesítés bekövetkezzék a Ca és a  $CO_3$  helyén is. Egykristály-diffrakciós vizsgálatok igazolják, hogy a kalcit rácsában jelentős feszültségek vannak. Biogén eredetű kalcitokban gyakori a Sr-, Mn-, Mg-, Fe-helyettesítés a Ca helyén, ugyanakkor a  $CO_3$  helyén pedig OH helyettesít, amit a  $H^+$  kis mérete miatt csak kis rácsstorzulás kísér. Ezeket a helyettesítéseket nemcsak kristálytani, hanem kémiai módszerrel is követni lehet. Ezek alapján kalcitokról lehet beszélni és nem kalcitról. Az egyes egyedek közötti tulajdonságbeli eltérés csak akkor derül ki, ha különböző -- az egyes tulajdonságok érzékelésére különösen érzékeny -- módszerrel végzünk vizsgálatokat és ezek eredményét akarjuk közös nevezőre hozni. Azok a kalciumkarbonátból álló ásványok, amelyek a hagyományos mikroszkópi és ásványtani vizsgálatokkal megegyezésszerűen kalcitnak minősülnek, más módszerekkel (pl. DTA, IR spektroszkópia) vizsgálva jelentősen különbözhetnek egymástól. Némileg bonyolultabb a helyzet már a dolomitásvány meghatározásánál. Dolomit az az ásvány, amiben ideális esetben a  $CaCO_3/MgCO_3$  mólarány = 1 és  $C_{3i}^2 - R_3$  tércsoportba kristályosodik.

Azt eleve ki kell zárni, hogy egyetlen szimmetria-operátorral lehessen jellemezni elegykristályt, tehát a kristálykémiai képlet nem lehet:



Lehetne  $CaMg(CO_3)_2$ , de ennek ellentmond az, hogy a szimmetria-operátor nem változik lényegesen, ha a Ca/Mg kissé eltér az egységtől, azaz a Ca és a Mg bizonyos határok között egymást helyettesítheti, sőt még más elem is részt vehet a helyettesítésben. Közelebb áll a tapasztalati tényhez a következő képlet:



Határozottan hangsúlyozni kell azonban, hogy nincsen korlátlan és hézagmentes izomorf-helyettesítés sem a Ca, sem a Mg oldalról. Nem lehet sem kalcitot sem magnezitet dolomittá átalakítani Mg, ill. Ca bevitelével. A kalcit és a magnezit között nagy kristályrácsbeli és így képződési energiabeli különbség van, amit folyamatos rácsdeformációval nem lehet áthidalni. A dolomit rácsa annyira feszes, hogy a rácspontokban bekövetkező kis ionsugár- vagy töltésváltozás észlelhető kötéstávolság- és kötésenergia-változást hoz létre. Kö-



vetkezésképpen a helyettesítési arányok csekély változására is meggyengülnek egyes rácsikokban a kötésezők, így — különösen finom por alakban — ezek a deformált dolomitok eltérő sebességgel és reakcióhővel oldódnak. Különbőségek adódnak másrészt a hőbomlás során is, azaz a  $\text{CO}_2$ -lebomlás endoterm hőeffektusa elnyúlik, esetleg több lépcsőben jelentkeznek. A kép még bonyolultabb, ha  $\text{Fe}^{II}$  és  $\text{Mg}^{II}$  is belép a dolomit rácsába. A kémiai elemzés ismét más képet adhat ugyanarról a mintáról, ha csak a Ca- és Mg-ionok vagy akár a  $\text{CO}_2$  mennyiségi meghatározása alapján akarjuk a dolomit mennyiségét kiszámítani. A végeredmény aszerint egyezik a többi módszerrel, hogy a számítási modell egyezik-e a tényleges kristálykémiai képlettel. Az alkalmatlan számítási modell miatt kristálytanilag egységes, sőt röntgendiffrakciósan egykristályos dolomitokban kalcitot, vagy feleslegben magnezitet számítunk a kémiai elemzés alapján, jóllehet csak a helyettesítési viszonyok térnek el a gyakorlatban alkalmazott  $\text{Ca}$ ,  $\text{Mg}(\text{CO}_3)_2$  képlettől.

Mindezeknél kedvezőtlenebb a helyzet a mészkövek illetve a kőzetdolomitok elemzésénél. A mészkövekben jelenlévő agyagásványok miatt a kationelemzés esetén a karbonát helyettesítése miatt a  $\text{CO}_2$ -meghatározásokból levont következtetések félrevezetik a felhasználót, kiegészítő információ nélkül a  $\text{CO}_2$  nem is osztható szét a kőzet kalcit- és dolomittartalmának a jellemzésére. Egyéb karbonátos kőzeteknél még bizonytalanabb a kémiai elemzésből számított kalcit- és dolomittartalom meghatározása. Amennyire lehetetlen a dolomitásványban magnezitrétegek jelenléte — és így a kémiai elemzési adatok olyan csoportosítása, amiből ez következne — olyannyira nem lehet kizárni egy magas Mg-tartalmú karbonátos kőzetben a magnezit megjelenését, mert a magnezit még a dolomitnál is nehezebben oldódik sósavban. DREIMANIS éppen a kőzetben levő magnezitet okolja azért az 5–8% veszteségért, amivel a gázvolumetrikus módszer kevesebb összes karbonátot határoz meg, mint az erőteljes oldást alkalmazó nedves kémiai elemzések. Az előzőleg bemutatott anyag egy része szintén ilyen oldási veszteségről tanúskodik. Ez a veszteség egyértelműen a dolomitmeghatározásnál jelentkezik hibaként.

A karbonátásványok kristályrács-deformációja és az ionhelyettesítésből adódó kristályrács-rétegek fellazulása, esetleg egyes rétegek szorosabb kötődése a kalcitnak vagy a kalcit egy részének nagyobb oldódási ellenállást — a dolomitok egy részének a kalcitokhoz hasonló könnyebb oldhatóságot kölcsönöz. A kalcit savban való oldódása és így a  $\text{CO}_2$ -gázfejlődés lelassul és az oldódás befejeződése áthúzódik arra az időtartományra, ahol általában a „dolomit” oldódik. Fordított kinetikai jelenség jön létre az erősen sérült rácsú dolomitoknál, ezek egy része már a „kalcit” oldódási tartományában kezd  $\text{CO}_2$ -t termelni.

További, de a felsoroltakkal is összefüggő tényező a reakcióelegy hőmérséklete. Az Arrhenius-tétel értelmében a pozitív hőeffektussal járó reakciók sebessége  $10^\circ\text{C}$ -onként két-háromszorosára nő. Amennyiben a mintában sok kalcit van, vagy pedig sok kalcitként oldódó dolomit, úgy a reakció kezdetén az elegy hőmérséklete az oldási hő miatt magasabb a környezeténél, ami fokozza a reakciósebességet és ennek az eredménye, hogy még több hő termelődik. Ez a reakciókinetikai begerjedés a termikus egyensúly eléréséig ill. könnyen reakcióba vihető fázis feloldásáig tart. Mindennek az az eredménye, hogy a valóságnál több karbonátásvány oldódik a DREIMANIS által meghatározott „kalcit-idő” alatt és a ténylegesnél több kalcitot mérünk és kevesebb dolomitot. Ezt a hibát csak részben mérsékeli az, ha a reakcióelegyben mérjük

a hőmérsékletet, mert a képződött gáz már ettől és a környezettől is eltérő hőmérsékletű. Ezen kívül esetenként a hőmérsékletre kellene szabni a gáz-büretta-leolvasási időket, ami lehetetlen ilyen gyors, tájékoztató mérésnél. Lényegesen kisebb ez a hiba a gázmanometrikus (nyomásregisztrációs) módszerénél, mert itt a diagramból láthatók a reakciósebességi lépcsők. A képződött  $\text{CO}_2$  hőmérséklete azonban itt sem egyértelműen definiált. A szerkezeti hibák nemcsak a kémiai oldási reakciókat terelik a várttól eltérő utakra, hanem a termikus bomlást is. A már előadott okok miatt megváltozik a kristályrács kötésienergia-eloszlási függvénye, és a  $\text{CO}_2$ -lehasadás alacsonyabb vagy magasabb hőmérsékleten megy végbe, esetleg az egyetlen hőeffektus-csúcs két vagy több csúcsra bomlik fel. A hevítés közbeni súlyvesztéseget ugyan pontosan lehet mérni, de bizonytalanságot okoz, hogy a súlyvesztés milyen részét rendeljük a  $\text{CO}_2$ -hoz, ill. milyen hosszú lépcsőt rendeljünk kalcitához és mennyit dolomithoz. Ezen a problémán, a probléma elvi lényegén nem segítenek a korszerű differenciáló berendezések sem. A röntgendiffrakciós elemzés látszólag mentes az előadott zavaró tényezőktől.

A látszólagos függetlenség abból adódik, hogy a kristályrács-deformációkat kőzetekben nehéz észlelni, mivel a kőzetet felépítő ásványok röntgeninterferenciái gyakran zavarják egymást, így csak kevés olyan reflexió marad, ami ebből a szempontból tisztán értékelhető. Ez az egyik ok, a másik az, hogy a diffrakciós vizsgálat tulajdonképpen a kristályrács geometriai szerkezetét érinti, és ameddig ez a váz jelentősen nem változik meg, addig az elemi helyettesítések csak az interferenciák abszolút és egymáshoz viszonyított intenzitását változtatják. Az előbbieket értelmében az ásványok egymást zavarása miatt nehéz kiszűrni ezeket a változásokat. Sorozatvizsgálatoknál ez nem is szokott sikerülni. A szemcseméret-eloszlásból ill. az őrlési szegregációból adódó összetételbeli különbségek is kevésbé érintik ezt a módszert mint a gazometriákat, mivel ez utóbbiak a már ismertettek szerint felnagyítják ezeket az eltéréseket. Azt lehet mondani, hogy mégis ez a vizsgálati módszer követi a hagyományos ásványtani felfogást és az ezzel a módszerrel kapott elemzési eredmények állnak legközelebb az ásványtani szemlélethez.

## Összefoglalás

A vizsgálataink eredményeként azt lehet megállapítani, hogy a röntgendiffrakciós elemzés mint közvetlen módszer adja a legkevésbé vitatható eredményeket. Ugyanakkor kőzetek esetében és sorozatelemzéseknél kevésbé érzékeny az ásványok finom változásai iránt. A nedves kémiai elemzés alapján számított kalcit- és dolomittartalom — a kőzet egyéb savban oldható sóinak és az erőteljes oldási eljárás folytán a kevésbé stabil Ca- és Mg-szilikátokból, oxidokból kioldott, nem karbonátkötésben levő Ca és Mg ionjainak zavaró hatása miatt — szintén hibákkal terhelt. A gázvolumetrikus és gázmanometrikus vizsgálatok érzékenyek az ásványtani belső finomságokra, a hőmérsékletre a reakcióterben és a környezetben, a kőzet kalcit—dolomit arányára, az esetleges magnézit- és sziderittartalomra.

A termikus elemzésnél szintén zavaró tényezőként jelentkeznek a kristályrács energiáját megváltoztató deformációk és ionhelyettesítések. Mindez csak akkor jelent gondot, ha ezeket a módszereket ugyanarra, nevezetesen az „igazi” kalcit- és dolomittartalom meghatározására kívánjuk használni. Amennyi-

ben egymás kiegészítését szánjuk ezeknek a módszereknek, rendkívül hatékony eszközt kapunk olyan finomságok felderítésére, amelyeket egyetlen ún. közvetlen módszertől sem kapnánk meg. Ezek a módszerek másként kérdezik az anyagot, ezért természetesen más és más a válasz. Ezért kell beszélni arról, hogy van röntgendiffrakciósan, termikus elemzéssel, nedves kémiai elemzéssel, gazometriásan stb. meghatározott kalcit- és dolomittartalom. Mindegyik teljesen korrekt lehet annak ellenére, hogy nem teljesen azonos számértékeket ad. A felhasználón múlik, hogy ezeket az eltéréseket földtanilag értelmezze.

## IRODALOM

- DREIMANIS A. 1962: Quantitative gasometric determination of calcite and dolomite by using Chittick apparatus. — *J. Sed. Petrol.* 32. 3. pp. 520—529.
- PAMMER I. 1978: Karbonátásványok egymás melletti meghatározása gazometrikus eljárással. — *Földt. Int. Adattár, kézirat.*
- SKINNER S. I. M. — HALSTEAD R. L. — BRYDON J. E. 1958: Quantitative manometric determination of calcite and dolomite in soils and limestones. — *Canad. F. Soil. Sci.* 39. pp. 197—204.

## A CRITICAL ANALYSIS OF CHEMICAL TECHNIQUES TO TEST CALCITE AND DOLOMITE CONTENTS

by

G. RISCHÁK — M. LEKNER

The present paper implies an account of analyzing parallelly calcite and dolomite contents by procedures of DREIMANIS' gas volumetric method (1962) and of a gas manometric one devised by the authors.

A comparison has been made between data of serial testing of one and the same rock specimens by (i) gasometry coupled with atomic absorption spectrometry and by (ii) the X-ray diffraction method. A total of 13 rock specimens with a wide range of calcite and dolomite representing concentration was examined. Data of the parallelly operated measurements of calcite and dolomite contents calculated upon the formula  $\text{Ca Mg}(\text{CO}_3)_2$  are shown in Table 1.

The accuracy, i.e. scatter, of the same analytical results obtained by the above methods has been reproduced as presented in Table 2.

The attainable accuracy of the results by the gas volumetric method was checked by analyzing the rock specimens selected. These records appear in Table 3.

The results of a gas volumetric testing of mixed specimens, i.e. of calcite/dolomite mixtures, are given in Table 4. As for the gas volumetric analytical data of calcite/magnesite contents, they are given in Table 5.

The same for calcite/siderite mixtures is presented in Table 6.

Owing to the use of gases, the gasometric method involves both subjective and systematic errors. For the supervision of the systematic errors involved, analyses of standard rock specimens have been carried out (Table 7). The scat-

ter of the data recorded suggests that the systematic error plays a significant role. Thus consideration was paid to the relationship between test results and the grain-size distribution of the specimens.

It can be stated that direct X-ray diffraction results are most accurate, but this technique is a less sensitive tool for recording slight variations of minerals present in rocks tested serially. Wet chemical analyses for calcite/dolomite are also more defective because of the shadowing effect due to the presence of other acid-soluble salts and of Ca and Mg ions of non-carbonate bound derivable from Ca/Mg silicates and oxides turned to be less stable during the intensive dissolving treatment imposed. Gas volumetric and manometric tests are sensitive to detecting the intrinsic properties of minerals, the temperature conditions in the space of reaction and around it, the ratio of calcite to dolomite in the rock and the presumable magnesite and siderite contents therein.

In thermal analyses, a source of interference may be given both by deformations influencing crystal lattice energy and by ionic substitutions. Nevertheless, all these objections come to take a real shape only when the analyses are run with the same aim of determining the "genuine" calcite/dolomite content. If they were used as complementing one another, these methods would be more efficient in monitoring finer details otherwise unreveable by using any so-called direct method. To get a proper answer, the questioning should select the proper method to suit the requirements of the material to be tested. So there can be calcite and dolomite contents as determined upon respective methods, e.g. X-ray diffraction, thermal analysis, wet chemical analysis, gasometry, etc. The application of these, all might prove to be correct even if their results are numerically deviating. To weigh these differences correctly and judge property as to their geological meaning is up to the interpreter.

## NEGYEDIDŐSZAKI ÉS KÖRNYEZETVÉDELMI FÖLDTAN SÁSD ÉS KOMLÓ KÖZÖTT

MOLDVAY LORÁND

A vizsgált terület a dél-magyarországi Mecsek hegységet észak felől határoló dombvidék egy sávja. A tanulmány az eddig hiányzó litosztratigráfiai és geomorfológiai kontaktust tisztázza a közismert Duna-menti paks – dunaföldvári pleisztocén periglaciális rétegösszletekkel és morfológiával. A földtani viszonyok alapján a szerző környezetvédelmi javaslatokat tesz, amelyek elsősorban a képződmények szűrőképességére vonatkoznak.

A területet dombsági jellegű környezetvédelmi földtani módszertani zónának jelöltük ki. Feldolgozásához számításba kellett venni a vidék negyedidőszakinál idősebb földtani képződményeit, valamint tisztázni a negyedidőszaki fejlődéstörténet – a litosztratigráfia és a recens tektonika legfontosabb kérdéseit. E célból több terepi felvétel eredménye és néhány térképező fúrás állott rendelkezésre, valamint a hazai kvartersztratigráfia, felszínfejlődés stb. más vidékek feldolgozásánál már tisztázott módszerei és eredményei (PÉCSI M., KRETZOI M., KROLOPP E. és mások közleményei nyomán).

### A vizsgálat legfontosabb eredményei

A legmagasabb dombok tanufelszínek. Rétegsorok sajátos. A dunaföldvári és paksi litosztratigráfiai szintekkel kielégítően azonosítható képződményeket tartalmaznak (I. melléklet és 1. táblázat: 4. összet). Nem képviselik hiánytalanul a pleisztocént (mint a dunaföldvári és paksi összet), de a hegységperemi szoliflukciós suvadásos és völgyképző deráziós lepusztulástól érintetlenül maradtak. Vázsnok, Tékes és Tarrós tehát ugyanannyit jelent, mint Dunaföldvár és Paks. Megfelelő feltártság esetén a rétegsor már bevonult volna a hazai „feltűnően teljes” száraztérzíni pleisztocén periglaciális löszös és talajos összletek sorába.

Ha csak röviden is, de fel kell sorolnunk a rétegsor legfontosabb szintjeit. Ezeket a II. melléklet szelvényein számokkal láttuk el, elterjedésüket az egész Mecsekben felderítettük, regionális ismertetésükre azonban nem e helyen maradtunk. Megjegyezzük, mivel számos másutt készült mecseki fúrás magmintáinak makroszkópos és laboratóriumi vizsgálatára is mód volt, az egész területen a szelvényben használt számok mindenütt ugyanazt a szintet (lösz, talaj) jelentik.

Hangsúlyozzuk, hogy a terepi megközelítés elsődleges fontosságúnak bizonyult a laboratóriumi vizsgálatokkal szemben (különösen, ha a szemelész-

1. táblázat  
Sásd és Komló környékének morfológiailag rögzített negyedidőszaki képződményei

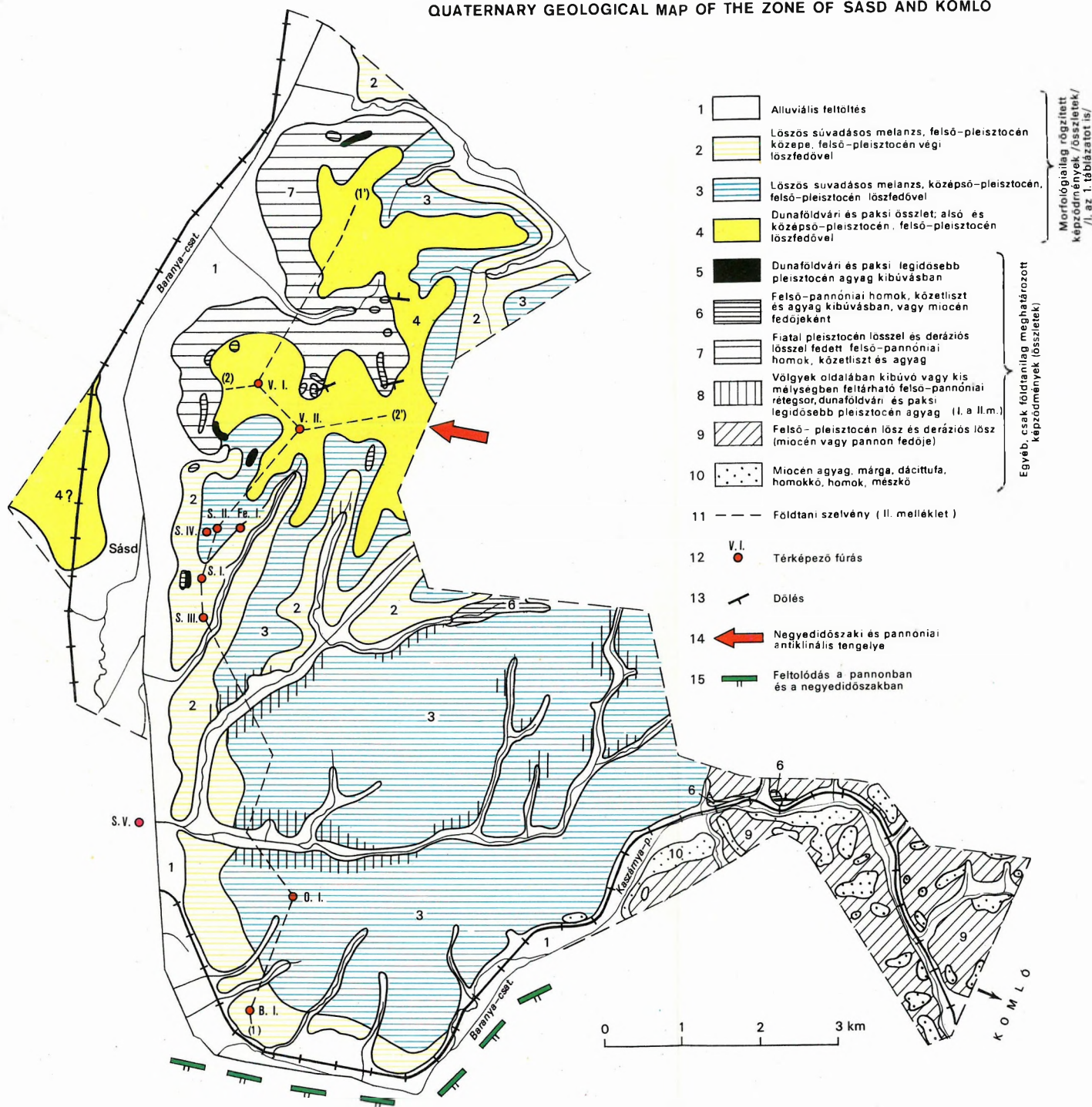
Képződmény	Elterjedtségének jellege	Kora	Helyzete	Föld	A földéletterjedtségnek jellege
1 Alluviális feltöltés		Holocén	Völgytalp	Felső-pleisztocén végtől lösz	Regionális
2 Lössös, suvadásos melanzs (vegyülék), ház nagyságú és kisebb középső- és felső-pleisztocén lösz- és vályogblokkok halmaza, szoliflukciós lösz, szemipedit	Izotál, erősen a morfológiához kötött	A felső-pleisztocén középső részének valamelyik intenzív lepusztulást eredményező szakasza	I. felszín (derázós jellegű alacsony terasz) ill. alacsony dombosság		
3 Lössös, suvadásos melanzs (vegyülék), ház nagyságú és kisebb alsó- és középső-pleisztocén lösz- és vályogblokkok halmaza, szoliflukciós lösz, szemipedit		A középső-pleisztocén (Paks felső?) valamelyik igen intenzív lepusztulást eredményező szakasza, cenzúra szakasz	Völgytalp feletti	II. felszín (derázós jellegű magas terasz) ill. középmagas dombosság	
4 Dunaföldvári és paksi alsó és középső összlet, löszös periglaciális autochton száraztárszmi rétegsor, a területre jellemző jelentős intrapleisztocén suvadásoktól érintetlen; lösz- és talajövei a dunaföldvári és a paksi „ítós” pleisztocén összlet egyes dommans litosztatográfiai szintjeivel kielégítően párhuzamosíthatók		Alsó- és középső-pleisztocén	III. felszín, dombok tetőtérzínének öve, kiemelkedő hátaik, a hajdani legidősebb pleisztocén felszín relikta	Talajszintekkel tagolt felső-pleisztocén lösz	

# SÁSD ÉS KOMLÓ KÖRNYÉKÉNEK NEGYEDIDŐSZAKI FÖLDTANI TÉRKÉPE

I.

Szerkesztette: Moldvay L.

## QUATERNARY GEOLOGICAL MAP OF THE ZONE OF SÁSD AND KOMLÓ

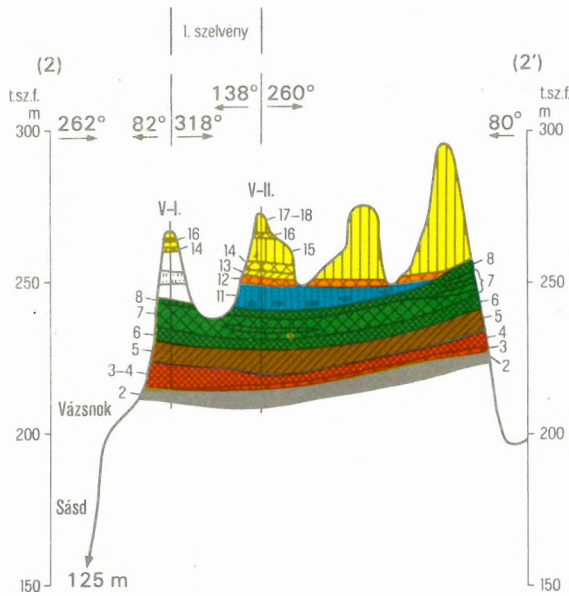
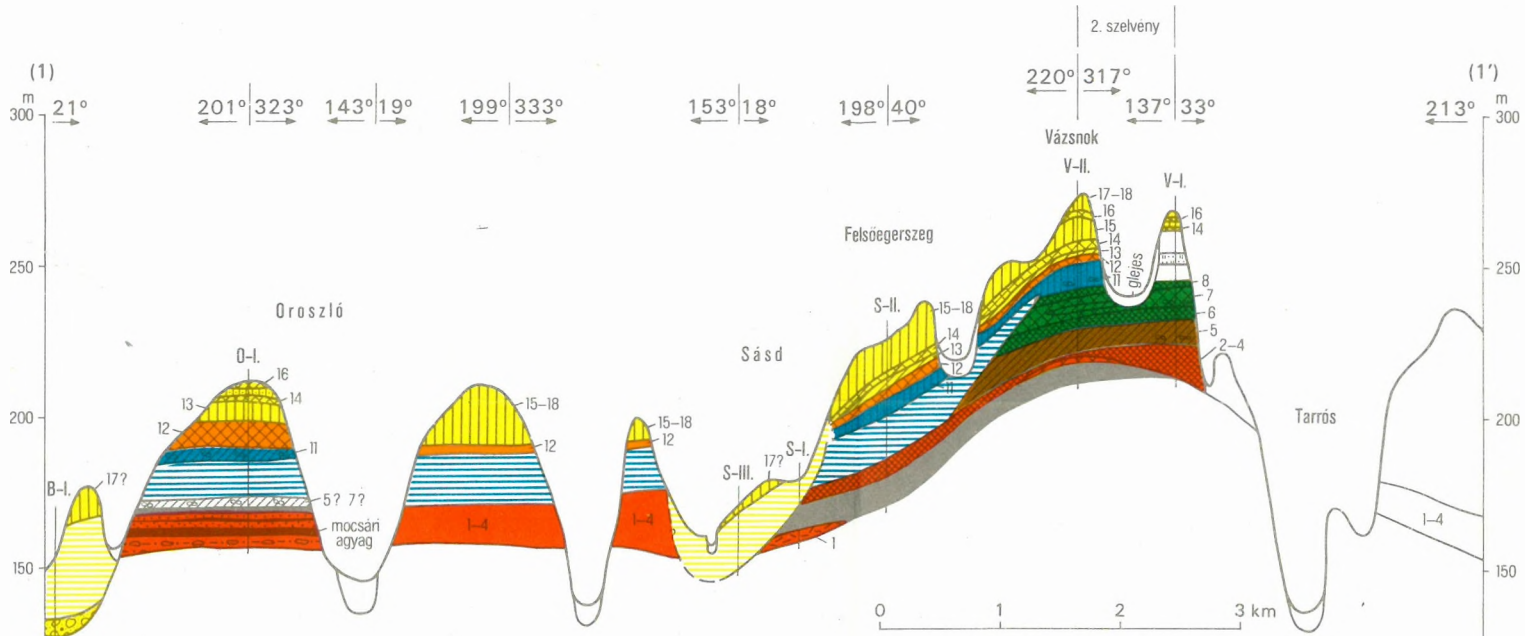




# FÖLDTANI SZELVÉNYEK–GEOLOGICAL SECTIONS

II.

Szerkesztette: Moldvay L.



- a/ Áthalmazott idősebb /főleg pannóniai/ képződmény
- b/ Agyag
- c/ Agyagos vályog /talaj/
- d/ Vályog /kisebb agyagtartalmú erdei és mezősegi talaj/
- e/ Az átlagosnál agyagosabb, néha deréziós, barnás árnyalatú sárga lösz
- f/ Lösz
- g/ Homokos lösz
- h/ Homokos kavics
- i/ Homokos, agyagos kavics
- j/ Homok
- k/ Löszös homok
- l/ Riss-Würm előtti suvadásos melanzs
- m/ Felső-pleisztocénen belüli suvadásos melanzs
- n/ 1-II „Idős” löszösszlet litosztratigráfiai szintjei
- o/ 12-18 „Fiatal” löszösszlet litosztratigráfiai szintjei
- p/ Mészkonkrécio

(A színek a részletesebb sztratigráfiát fejezik ki, I. 2. és 3. táblázatot)



lásra gondolunk), mivel olyan jellegek (folyamatosságok) megfigyelése vált így lehetővé a minták kiemelésekor és közvetlen észlelési összehasonlítás útján, amelyek laboratóriumi módszerekkel meg sem kísérelhetők.

Első megfigyelésünk, hogy Vázsnoknál és Tarrósnál is megkülönböztethető egy „idős” és egy „fiatal” löszösszlet, mely utóbbi természetesen felső tagozat. Az idős lösz általában tömöttebb, sötétebb sárga, nagy mészkonkréciós. Talajövei agyagosabbak, vörösebbek, néhol gleyesek, növekvő montmorillonittartalmúak (2. táblázat).

Ami az utolsó, szám nélküli képződményt illeti, meg kell jegyeznünk, hogy nagyjából az idős és fiatal lösz határán, de még az „idős”-ön belül nagy-

2. táblázat

Az idős löszösszlet képződményei

Szám a szelvényeken	Képződmény	Kor	Szín a szelvényeken
1	Deráziós törmelék (vörös, barna, rózsaszín, tarka)	dunaföldvári összlet	piros
2	Erősen agyagos talaj (barnászvörös, máshol szürke és vörös-tarka, vagy rózsaszín)		fekete
3	Agyagos, néha kevésbé agyagos talaj (világos, enyhén vörösesbarna)		piros
4	Erősen agyagos talaj, néhol kevésbé agyagos (barnászvörös)		
5	Sötétebb sárga lösz, néhol kisebb agyagtartalmú sárgásbarna talaj, nagy mészkonkréciós	paksi idős összlet I.	barna
6	Agyagos talaj (vörösesbarna)		
7	Sötétebb sárga lösz, néhol kisebb agyagtartalmú sárgásbarna talaj, nagy mészkonkréciós		zöld
8	Agyagos talaj (vörösesbarna)		
9	Deráziós lösz	paksi idős összlet II.	
10	Talaj (kissé vöröses barna)		kék
11	Túlnyomóan sötétebb sárga, nagy mészkonkréciós lösz, néhol talajbetelepülésekkel		
—	Suvadásos melanzs	paksi idős összlet II. köztes (PD—MB között)	kék vízszintes sraff

arányú lepusztulás mutatkozik, ami a morfológiát is szembeötlően átalakította. Fel kell tételeznünk, hogy a Riss–Würm interglaciálist megelőzően a „Paks-felső” időszak valamelyik szakaszában [a Pécsi M. szerinti PD és MB („Paks Dupla–Mende Bázis”) között] az addig képződött pleisztocén összletet a legtöbb helyen eróziós hatásra visszavezethető folyamat lepusztította és szigetekké aprította. Eközben egy alacsonyabb felszín alakult ki, amely a „duna-földvári–paksi szigetek” lábánál helyezkedik el deráziós völgyszerűen. Suvadásos vegyülék, ún. „melanzs” összlet alkotja (l. a földtani térképen — I.



*I. ábra.* Idős pleisztocén vörösesbarna talaj, suvadásos melanzs tömbökben, a sásdi téglagyár fejtőjében.

Völgytalp feletti II. felszín. A háttérben a III. felszín, a téglagyártól K-re

*Fig. 1.* Early Pleistocene reddish-brown soil, slide-type melange blocks in the Sásd Brickyard. Surface No. II above the valley bottom. Easterly from the Brickyard, in the background the surface No. III is seen



*2. ábra.* Völgytalp feletti II. és III. felszín a sásdi téglagyártól É-ra

*Fig. 2.* Above-valley-bottom surfaces II and III north of the Sásd Brickyard



3. ábra. Nagy mészkonkréciós „idős” lösz, száradási repedésekkel.  
Sásdi téglagyár

Fig. 3. Larger lime-concretional “older” loess with septarian galls.  
Sásd Brickyard



4. ábra. Idős melanzs feltárásban. Völgytalp feletti II. felszín.  
Sásdi téglagyár

Fig. 4. Older melange exposed to the surface. Surface No. II above  
the valley bottom level. Sásd Brickyard

melléklet — a 3. képződményt). Az 1--4. ábrán látható, hogyan is tevődik össze löszökből és vályogokból e vegyes összetétel, akár ház nagyságú átforgatott képződmények blokkjaiból is.

A suvadás nem tépte szét az idős pleisztocén összetétel agyagosabb, legidősebb szintjeit; pleisztocén eleji, erősen montmorillonitos összetétel (2. táblázat: 2—4.) nagyon sok helyen autochton helyzetűek a melanzs alatt is, közvetlenül folytatódnak a váznok—tarrósi dunaföldvári—paksi összetétel alján.

A suvadással legjobban pusztított sávhoz az 5–10. sz. képződmény tartozik. Ezeket forgatta át igen nagy területen a gravitációs erő, amelynek, mint említettük, völgyek erős eróziója, nagy csapadékbőség, esetleg regionális területemelkedés (vagy mindkettő) volt az előzménye (Mindel – Riss interglaciális).

Nem-melanzs típusú, azaz folyóvízi vagy proluviális heterópikus lepusztulási terméket a sásd–komlói területen nem ismertünk fel, de ilyenek távolabb, fiatal pleisztocén képződmények és allúvium alatt megtalálhatók.

Jelentősége miatt a melanzsképződés szakaszát „cezúra” szakasznak is nevezzük, amely, mint látható, az idős és fiatal löszkötegek közé esik. A győrei peremsüllyedékben a melanzs heterópikus fáciése igen nagy vízszintes kiterjedésű proluvium, amelynek fekvőjében olyan ópleisztocén találunk, amely szintén proluviális, mocsári szintekkel tagolt; valószínűleg itt a paks-alsó–dunaföldvári összlettel azonosítható rétegekről van szó (a győrei előmélyedés az „idős” periódusba esik és patakvizek lerakódásainak gyűjtőmedencéje).

A „cezúra időszak” melanzsa után fiatal (felső-pleisztocén) vályogzónás lösz rakódott le, amely egyaránt fedi a „dunaföldvári–paksi” szigeteket (III. pleisztocén felszín) és a lábuknál meghúzódo II. sz. „melanzs” felszint, de a győrei proluviumot is (3. táblázat). „Könnyű”, porózus, finomhomokos, általában normál mésztartalmú, aprókonkréciós löszről van szó, amely egyetemleges elterjedésű Riss–Würm vályogra települ. Utóbbi jellegzetessége, hogy

3. táblázat

A fiatal löszösszlet képződményei

Szám a szelvényeken	Képződmény	Kor	Szín a szelvényeken
—	Suvadásos melanzs	paksi idős összlet II. köztetes (PD–MB között)	kék vízszintes sraff
		felső-pleisztocén közepe	sárga vízszintes sraff
12	Talaj (Riss–Würm vályog)	—	narancs
13	Lösz	felső-pleisztocén	világossárga
14	Talaj („alsó vályog”)		
15	Lösz		
16	Talaj („felső vályog”)		
17	Lösz		
18	Talaj		

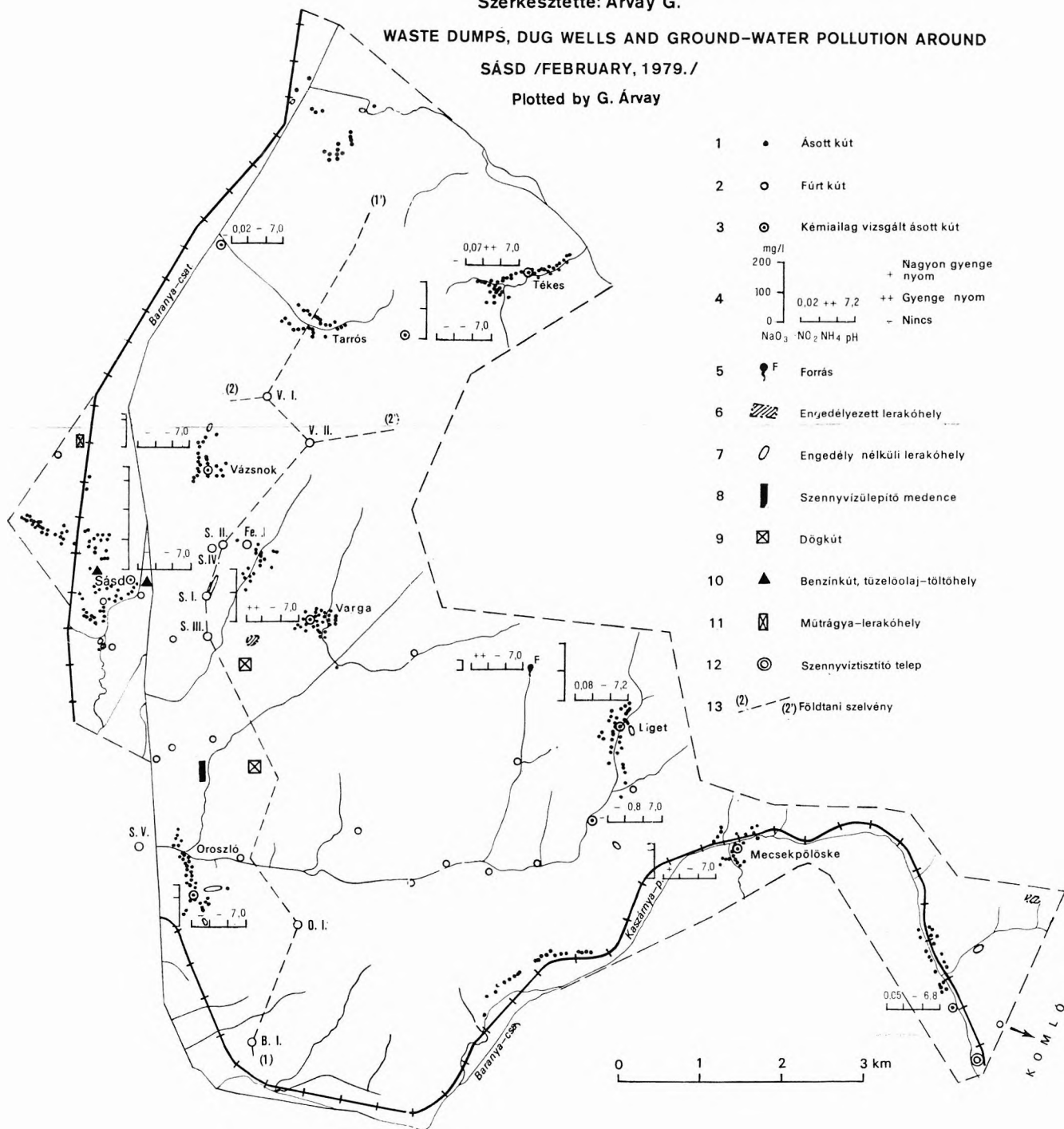
SÁSD KÖRNYÉKÉN /1979.II./

Szerkesztette: Árvay G.

WASTE DUMPS, DUG WELLS AND GROUND-WATER POLLUTION AROUND

SÁSD /FEBRUARY, 1979./

Plotted by G. Árvay



- 1 • Ásott kút
- 2 ○ Fürt kút
- 3 ⊙ Kémiaillag vizsgált ásott kút
- 4 

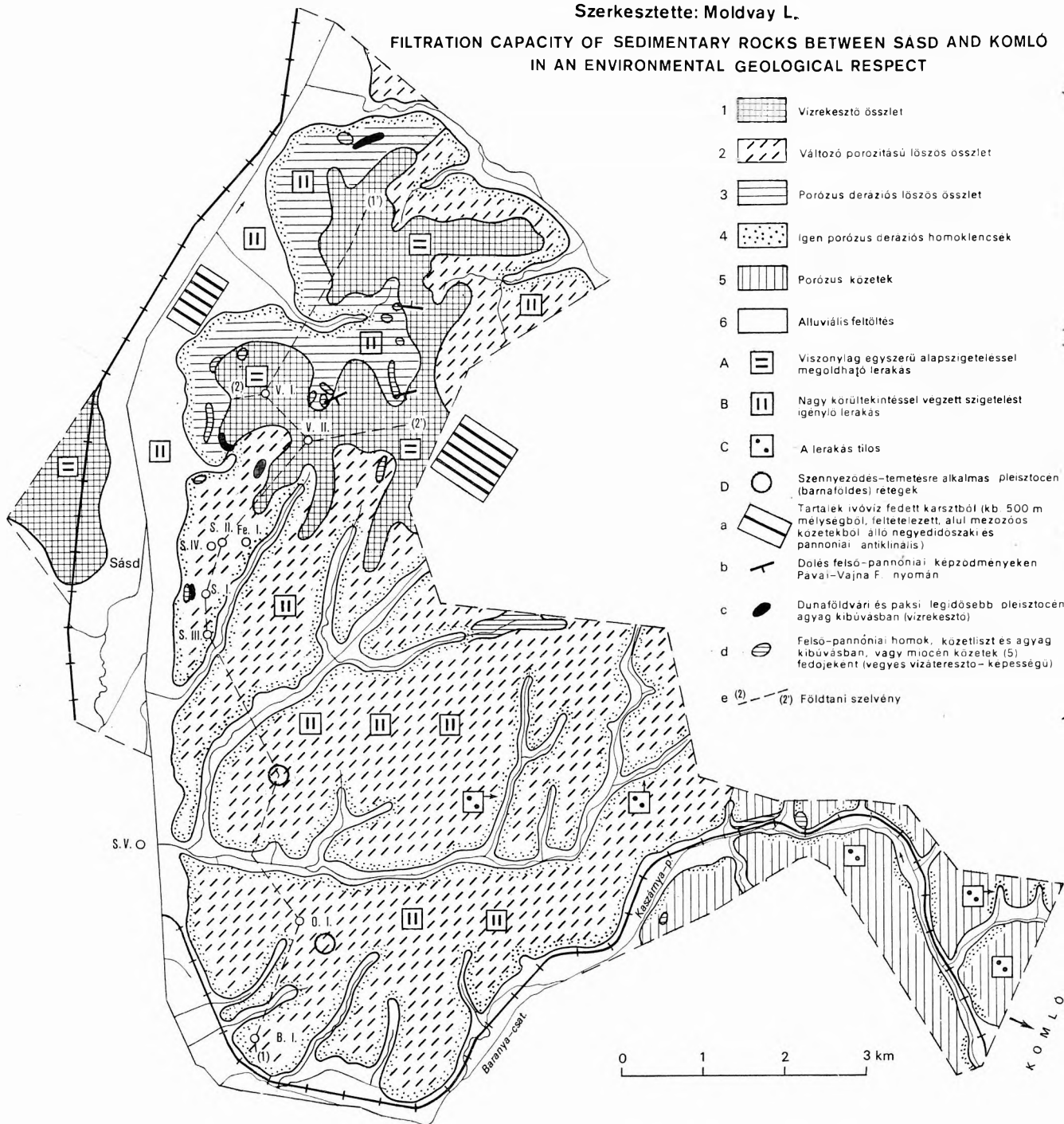
mg/l	
200	+ Nagyon gyenge nyom
100	++ Gyenge nyom
0	- Nincs
- 5 F Forrás
- 6 Enrjedélyezett lerakóhely
- 7 ○ Engedély nélküli lerakóhely
- 8 Szennyvízülepítő medence
- 9 ⊠ Döggút
- 10 ▲ Benzinkút, tüzelőolaj-töltőhely
- 11 Műtrágya-lerakóhely
- 12 ⊙ Szennyvíztisztító telep
- 13 (2) (2) Földtani szelvény

0 1 2 3 km

K O M L O

Szerkesztette: Moldvay L.

FILTRATION CAPACITY OF SEDIMENTARY ROCKS BETWEEN SÁSD AND KOMLÓ  
IN AN ENVIRONMENTAL GEOLOGICAL RESPECT



- 1 Vizrekesztő összlet
- 2 Változó porózitású löszös összlet
- 3 Porózus derazióis löszös összlet
- 4 Igen porózus derazióis homoklencsék
- 5 Porózus kőzetek
- 6 Alluviális feltöltés
- A Viszonylag egyszerű alapszigetelessel megoldható lerakás
- B Nagy körütekintéssel végzett szigetelést igénylő lerakás
- C A lerakás tilos
- D Szennyeződés-temetésre alkalmas pleisztocén (barna földes) rétegek
- a Tartalek ivóvíz fedett karsztból (kb. 500 m mélységből, feltetelezett, alul mezozoos kőzetekből álló negyedidőszaki és pannóniai antiklinális)
- b Dolés felső-pannóniai képződményeken Pavaí-Vajna F. nyomán
- c Duna-földvári és paksi legidősebb pleisztocén agyag kibúvásiban (vizrekesztő)
- d Felső-pannóniai homok, közetliszt és agyag kibúvásiban, vagy miocén kőzetek (5) fedőjeként (vegyes vízteresztő-képességu)
- e (2) (2) Földtani szelvény

Környezetvédelmi földtani egységek  
Hulladék- és szennyvízlerakóhelyek  
javasolt kategória

humid, meleg klíma hatására erdei talajból kifejlődött mezőségi talaj; mind a II. képződmény (idős lösz tetejének tájéka), mind az egykori melanzs, mind a györei PD-MB közötti időszakra eső idősebb pleisztocén prolúvium tetején települhet. E fiatal löszkőteg szintén talajsziintekkel tagolt, mégpedig kettővel; lejjebb mezőségi talaj van (14. képződmény, II. melléklet), feljebb halvány vörösesbarnás (16. képződmény), néha alig észrevehető (nem jól kifejlett) talaj látható. A fiatal pleisztocén összlet óriási területen egyöntetű kifejlődésű (nem számítva a meredek domboldalakat, ahol e vályogok és löszök hézagosan is előfordulhatnak vagy fáciesváltók). Malakológiai szempontból KROLOPP E. (1966) vizsgálta, többek közt olyan feltárások bekapcsolásával, mint Szászvár, Nagybudmér és Godisa. KROLOPP eredményeinek lényege, hogy a faunakép alapján elvégezte makroszkóposan azonosított felső-pleisztocén löszök és vályogok regionális szintezését.

Lehet, hogy az ismertetett fiatal összlet nem teljes. Egyes téglagyári feltárásokban a „felső vályog” (16.) fölé települt lösz (17.) teteje denudált, a reá települt „záró” vályog (18.) alatt nincs mészkumulációs szint, krotovina, a lösz és talaj határ igen éles.

E vidéken egy második, fiatalabb, alacsonyabban fekvő, kisebb területet elfoglaló suvadásos melanzs is kifejlődött; kérdés, hogy melyik csapadékosabb időszakban keletkezett. E képződmény határozott alacsonyabb lépcsőként simul a „Paks-felső” közti (PD-MB) melanzs és a holocén allúvium felszíne közé. Összetétele hasonló az idősebbéhez, de több benne a szemipedolit. Az átforgatásra került anyag: az idős melanzs (beleértve ennek legidősebb pleisztocén fekvőjét is — 2. táblázat, 2—4.), valamint a felső-pleisztocén (közelítőleg) első felének löszös, talajos képződményei. Fedője a felső-pleisztocén (közelítőleg) második felének regionális elterjedésű lösze és talaja. Tarróson kívül eddig csak egy helyen ismertük fel (Mecseknádasd); a györei peremsüllyedékben a völgyek széléin csak sejthető, de elegendő fúrás híján kifejlődése nem bizonyított. Az összletet a II. melléklet 1. szelvényében látjuk, sorszámot szintén nem kapott.

A negyedidőszak legfiatalabb összlete a holocén, amely túlnyomórészt a völgyek talpán jelenik meg. Vastagsága 5—15 m. Alja homokos és kavicsos, teteje löszből áthalmozott, olykor humuszos, gyengén agyagos kőzetliszt. Felszíne kissé hullámos, de geomorfológiai—földtani értékelése még a jövő feladata. A holocénhez tartoznak a dombvidéki fiatal völgyek, „horpadások” legfiatalabb deráziumai is (a szelvényekben színezetlenül ábrázoltuk).

### Anyagvizsgálati értékelés

Feltűnő, hogy az azonos szinthez tartozó képződmények gyakran eltérő kifejlődésűek. Egy eolikus lösz pl. másutt derázios kifejlődésű is lehet. A talajoknál, „vályogoknál” is érvényesül e különbség. A 2—4. sz. legidősebb pleisztocén pl. lehet „vörösesbarna agyagos talaj” (vályog) minősítésű (2. táblázat), de lehet kőzetlisztes, nagy montmorillonittartalmú tarka agyag is. A Riss—Würm vályog néhol inkább mezőségi talajba hajló, néhol vörösesbarna „erdei” kifejlődésű; említettük, a szint alsó harmada többnyire „erdeibb”; úgy tűnik, mintha erdei talaj változott volna át fent „mezőségivé”.

A Vázsnok I. és Vázsnok II. sz. fúrások rendelkezésre álló szemeloszlási görbéi is jól mutatják a változatosságot. A löszök integrálgörbéi a mésztarta-

lomtól függően „hajladozóak”. Önmagukban véve azonban a görbék nem minősítenek: egy fiatal lejtőlösz vonala ugyanolyan jellegű lehet, mint egy finom mészeloszlású fiatal löszé. Egészében véve az itteni löszök az ország legagyagosabb száraztérészíni löszei közé tartoznak, sokkal tömöttebbek, mint a Duna — Tisza közén, vagy a Nyírségben. Az idős löszöknél általában mindig magasabb az agyagtartalom, ez törvényszerűség. A vályogok, agyagos vályogok lényegesen nagyobb agyagtartalmat mutatnak, mint a löszök, de előfordul (nyilvánvalóan koaguláció miatt), hogy az ópleisztocén agyag görbéje olyan, mint a löszé. A koagulációs hibalehetőséget nem tudtuk kiszűrni.

Meg kell itt még emlékeznünk a „szarmatás delúvium” minősítésű képződményről is (Vázsnok I. sz. fúrás 7,0 — 17,9 m). Egy dombtetőn megszakítja a löszös kifejlődés folyamatosságát. Feltéve szerint a „cezúra” időszakban (PD — MB között) Komló vagy Magyarhertelend felől sodródott ide, tulajdonképpen a magasabb topográfiai szinteken is zajló (Mindel — Riss?) lepusztulás bizonyítéka. A II. melléklet szelvényén tüntettük fel, szokatlansága miatt a szelvényben üres folttal ábrázoljuk, kivéve egy löszös homokra emlékeztető szakaszát.

### Környezetvédelmi következtetések

A terület környezetvédelmi problémáit a földtan oldaláról vizsgáltuk. Csak akkor teljes a földtani képünk, ha a negyedkort is ismerjük, s ez persze nem választható el a geomorfológiától. Munkánk nem támaszkodott hagyományokra s eddig eléggé feltáratlan jelenségekről lévén szó, viszonylag sok új ismeretet nevezhetünk eredménynek.

A feldolgozás jellemző vonása, hogy az ipari, mezőgazdasági és kommunális szennyezéseknek a különböző képződményekre és összletekre, valamint a bennük levő vizekre gyakorolt hatását vizsgálja. Bizonyos értelemben tehát egy ún. „szennyeződéserzékenységi” térképet szerkesztettünk (III. melléklet és 4. táblázat), de nem teljesen azt. A „szennyeződéserzékenységi” térkép (más szavakkal) vízvédelmi térkép; összeállításunk viszont információt tartalmaz pl. a szennyezés-temetés lehetőségeiről is, részletesebb mérlegelést tesz lehetővé továbbá olyan tekintetben, hogy egy adott összletet szintekre bontva is megnézzünk a károsodási folyamatok szempontjából — amennyire ez ma lehetséges. A „dunaföldvári — paksi” összeletről pl. a 4. táblázat 1. alattiakat mondhatjuk. A jellemzés azt fejezi ki, hogy *a*) mérlegelhetjük talajvize védelmét és intézkedéseket hozhatunk pusztán ebből a célból is (műtrágyázás), *b*) véleményt mondunk arról, hogy az összlet egészében véve — ha feláldoztuk a talajvizét — tulajdonképpen vastag védőösszlet a szennyezésekkel szemben, felfog minden mélyebbre jutható káros hatást, mivel a legalján montmorillonitos vízzáró agyag van (dunaföldvári szint).

Differenciáltan kezeltük az alluviális feltöltést is. Ez nem egyértelműen „tilos” terület (4. táblázat 6.). A homok vize kevert, szennyezés szempontjából hígított. Megfelelő, szétterített agyagos kőzetliszt-szigetelés esetén e területen még hulladéklerakás is megengedhető.

Az általunk használt jellemzés jobban közelít az igények és a viszonyok bonyolultságához, de ez is volt a cél: módszertani állásfoglalás olyan esetben, amikor viszonylag nagy mennyiségű, litosztratigráfiai szempontból is a valószínűsághoz közelebb álló ismeret áll rendelkezésre.

A barnaföldben (szemipedolitnak is nevezzük), ha van természetes nedvességtartalma (nincs felszíni száradásnak kitéve), „megáll” a szivárgás; a közbezárt kőzetlisztekben vegyi szennyező anyagokat biztonságosan el lehet



## Környezetvédelmi földtani egységek

Sor-szám	Szivárgási sebesség	Jellemzés
1.	1–2 mm/nap	Vízrekesztő összlet, porózus (lőszös) talajvíztartó rétegekkel; a felszín szennyezése esetén talajvíze 1–5 év múltán lesz kifogásolható — a területről a szennyezett talajvíz számottevő mennyiségben nem jut tovább sem oldalirányban, sem függőlegesen, szivárgási sebessége átlagolva 1–2 mm/nap
2.	1–2 cm/nap . . 10 m/több év . . vízrekesztő	„Mozaikosan” különböző szivárgási tényezőjű képződményeket tartalmazó „átforgatott” összlet; a felszíntől lefelé a szivárgás néhol 1–2 cm/nap, máshol 10 m/több év sebességű, ill. nem ritka már a felszínen is a vízrekesztés — talajvíze 1–2 cm/nap szivárgással kommunikálhat az allúvium-szegélyi (4) rétegsorral. Részletes kutatást igénylő terület
3.	10–50 cm/nap	Porózus (lőszös, deráziós lőszös) talaj felső-pannóniai rétegeken; beszivárgó vize az allúvium-szegélyi (4) és alluviális összlet (6) irányába szivárog — esetleges talajvíze a felszín felől néhány hét leforgása alatt elszenyehető
4.	1–2 m/nap	Allúvium-szegélyi deráziós homoklencsés rétegsor, a szennyeződés benne (vertikálisan is) 1–2 m/nap sebességgel terjed — településeknél rossz talajvízű, a közművesítetlen községek szennyvízterhelését néhány hét alatt átveszi és tovább adja az allúviumoknak (6)
5.	1–2 m/nap	Repedezett, porózus kőzet 1–2 m/nap sebességgel terjedő szivárgással; potenciálisan szennyezi az allúvium-szegélyi (4) és alluviális (6) rétegsort — esetleges talajvíze a felszín felől néhány hét leforgása alatt elszenyehető
6.	5–10 mm/nap . . 10–50 m/nap	Alluviális feltöltés, felső szintje néhány m vastag gyenge porozitású kőzetliszt 5–10 mm/nap szivárgással, alatta homok: utóbbi lapos völgyoldali törmelék-kúpokon, homokos „csatornákon” keresztül átveszi az allúvium-szegélyi öv (4) szennyeződését, mely benne 10–50 m/nap sebességgel szivárog — mivel „csatornákon” át tiszta víz is jut bele, vize kevert, szennyezés szempontjából higított

helyezni. nagy előny, hogy tektonikus repedések ezeket nem járják át. A III. mellékleten *D*-vel jelzett karikák és *B*-vel jelzett négyzetek kifejezik a melanzs összlet azon tulajdonságát, hogy benne kisebb-nagyobb mélységben mind víz-átbocsátó, mind teljesen vízrekesztő képződménytesteket körül lehet határolni — tehát szennyezésmetókat is. A különböző jelzésű négyzetek szennyezéslarakás esetén a szigetelési igényt jelzik, az egész képződményösszletet jellemzik, így értelmezendők a *D* jelű karikák is. Jól látható egy szennyezésmetetésre alkalmas kőzetliszt-blokk az idős melanzs összletben a 4. ábrán (világos folt).

A talajvíz a községek környékén, de talán még azokon kívül is túlnitrátosodott (IV. melléklet); az ivóvízellátást a komlói vízmű oroszlói és ligeti fúrásai biztosítják (másokkal együtt), amelyek a felső-pannóniai rétegekbe

mélyültek. Kis vízhozamú, 100–200 m mélységből termelő kutak. Valószínű, hogy évtizedekig, vagy egyáltalán nem lesz gond velük.

Megemlítendő a váznok – tarrósi neogén – negyedidőszaki antiklinális, amely a dunaföldvári – paksi összletet a szó szoros értelmében látványosan magasba emeli (1. a 2. ábrát is). Becslésünk szerint itt a felszín alatt mintegy 500 m mélységben mezozoós összlet helyezkedhet el. Ha ez karsztos, akkor valószínű, hogy a hidrosztatikai nyomás ebben a mélységben jelentős, ami – ha figyelembe vesszük a mecseki fedetlen karszt fokozatos higiénia-romlását is – még mindig jelentős további, hosszú távú vízkészletet jelenthet a környéken, legalább az egészséges ivóvízzel való ellátáshoz.

### IRODALOM

- BULLA B. 1937–38: Der pleistozäne Löss im Karpatenbecken. — Földt. Közl. 67. 68.  
 FINK J. 1965: The Pleistocene in Eastern Austria. — Internat. Studies on the Quaternary INQUA, USA.  
 FORGÓ L. — MOLDVAY L. — STEFANOVITS P. — WEIN Gy. 1966: Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. L-34-XIII. Pécs. — Földt. Int. kiadv.  
 KASSAI M. — SOÓS J.-NÉ 1979: Földtani környezetvédelem. A felszíni szennyeződéserőkenységi térkép, mint tervezési alaptérkép. — Földt. Int. Évi Jel. 1977-ről.  
 KRETZOI M. 1969: A magyarországi kvarter és pliocén szárazföldi biosztratigráfiájának vázlatja. — Földr. Közlem. 17. (93).  
 KRIVÁN P. 1955: A közép-európai pleisztocén éghajlati tagolódása és a paksi alapszelvény. — Földt. Int. Évk. 43.  
 KROLOPP E. 1966: A Mecsek hegység környéki löszképződmények biosztratigráfiai vizsgálata. — Földt. Int. Évi Jel. 1964-ről.  
 PÁVAL-VAJNA F. 1917–30: 1:75 000 méretarányú kéziratos térképek a DK-Dunántúlról. — Földt. Int. Térképtár, kézirat.  
 PÉCSI M. 1977: A hazai és az európai löszképződmények paleográfiai kutatása és összehasonlítása. — MTA X. Oszt. Közl. 10. 3–4.

## QUATERNARY AND ENVIRONMENTAL GEOLOGY OF A ZONE BETWEEN SÁSD AND KOMLÓ, S HUNGARY

by

L. MOLDVAY

The study area constitutes a sector of the northern foothills bordering on the Mecsek Mountains, S Hungary. The present study is supplying a great want for a lithostratigraphical and geomorphological comparison of the local features with the Pleistocene periglacial sequences and morphology of the well-known Paks—Dunaföldvár zone stretching along the Danube river.

The highest hills belong to a monadnock surface. They are made up of beds well correlable lithostratigraphically with those of Paks and Dunaföldvár. Likewise, the Pleistocene sequence is incomplete, but mountain-marginal landslides and derasional wearing away could not prevail here (see on the geological map as surface No. III above the valley bottom). In terms of M. Pécsi's classification, the "older complexes" No. I and II are present here. Summarily,

they are called the "older loess bundle". This is overlain by the younger loess bundle. The interface between the two "bundles" is marked by evidences of a major erosional process (formation of slide-type melange), well reflected in surface morphology too, leading to the appearance of the surface No. II above the valley floors. Owing to pre-Late Pleistocene denudation, the younger loess bundle now overlies as a widespread blanket, the "melange" as well. The denudation between the formation of the lower and upper loess bundles, is assignable to late Riss or Riss-Würm. This statement is in accordance with all the observations made till now in Hungary. During the Late Pleistocene (Würm. approximately), another but minor slide-type melange formation took place.

Upon geological information an environmental-geological map has been plotted (see Supplement III) with a greater stress on the filtration capacity of rocks. The map shows the underground spread of surface pollutants, and gives practical advices and areal restrictions to man's polluting activity.

#### Supplement I. Quaternary geological map of the zone of Sásd and Komló

Formations (complexes) distinguished upon morphological survey: 1. alluvial accumulations; 2. loess-slide melange (middle Upper Pleistocene) with an uppermost Pleistocene loess covering; 3. loess-slide melange (Middle Pleistocene) with Upper Pleistocene loess covering; 4. Dunaföldvár and Paks complexes (Lower and Middle Pleistocene) with Upper Pleistocene loess blanket. Other formations (complexes) verified only geologically: 5. exposures of the oldest Pleistocene clays of Dunaföldvár-Paks, 6. Upper Pannonian sands, silts and clays in outcrop or as visibly resting on Miocene, 7. Upper Pannonian sands, silts and clays covered with younger Pleistocene loess and derasional loess, 8. Upper Pannonian sequence in valley cuts or lying at small depths and the oldest Pleistocene clays of Dunaföldvár and Paks (see also Supplement II), 9. Upper Pleistocene loess and derasional loess (lying on Miocene or Pannonian beds), 10. Miocene, clay, marl dacite tuff, sandstone, sand and limestone, 11. geological section (Supplement II), 12. survey borehole, 13. dip, 14. Quaternary and Pannonian anticlinal axes, 15. Quaternary and Pannonian upthrusts

#### Supplement II. Geological sections

*a*) Reworked younger (mainly Pannonian) formation, *b*) clay, *c*) clayey loam soil, *d*) loam (forest and grass soil of low clay contents), *e*) brownish-yellow loess, more clayey and derasional in places, *f*) loess, *g*) sandy loess, *h*) sandy gravel, *i*) sandy to clayey gravel, *j*) sand, *k*) loessic sand, *l*) pre-Riss-Würm slide-type melange, *m*) Upper Pleistocene slide-type melange, *n*) lithostratigraphical horizons of the "older" loess complex, *o*) lithostratigraphical horizons of the "younger" loess complex, *p*) lime concretion. (Colours are corresponding to the detailed stratigraphical division described in Table 2 and 3.)

**Supplement III.** Filtration capacity of sedimentary rocks between Sásd and Komló in an environmental geological respect

Geological units for Nature Conservancy: 1. impermeable complex, 2. loess-built complex of varied porosity, 3. derasional loess-built complex of porous type, 4. derasional sand lenses of high porosity, 5. porous rocks, 6. alluvial accumulation. — Categories proposed for the establishment of waste dumps and polluted water pools of silt-soil constitution: *A*: comparatively simple insulating bed applicable, *B*: complicated works of insulation needed, *C*: no dumping permitted, *D*: Pleistocene (brown-earth) beds suitable for waste burial. — *a*) Reserve drinking water from buried karstic reservoir (depth of about 500 m, presumed; underneath Quaternary and Pannonian anticlines in Mesozoic rocks), *b*) dip in Upper Pannonian beds according to F. PÁVAI VAJNA, *c*) the oldest exposed Pleistocene clays of Dunaföldvár and Paks (impervious), *d*) Upper Pannonian sand, silt and clay exposed solely or (5) as visibly resting on Miocene (varied permeability), *e*) geological section

**Supplement IV.** Waste dumps, dug wells and ground-water pollution around Sásd (February, 1979). Plotted by G. ÁRVAI

1. Dug well, 2. bored well, 3. water from dug well analyzed, 4. water pollution: + = very weak, ++ = weak, — = none, 5. spring, 6. legal refuse deposit, 7. illegal refuse deposit, 8. waste water segregation pool, 9. well for dead animals, 10. refilling station, 11. artificial fertilizer deposit, 12. waste water treatment, 13. geological section



## A MAGYAR HOLOCÉNSZTRATIGRÁFIA RÉGÉSZETI DOKUMENTÁCIÓS PONTJAINAK RÉTEGTANI ADATAI

BÁCSKAY ERZSÉBET

A közlemény célja, hogy felhívja a figyelmet a régészeti adatok felhasználásának lehetőségeire a földtan területén. 15 alföldi régészeti lelőhely (a neolitikus *Körös-kultúra*, a középső neolitikus *alföldi vonaldíszes kultúra* és a késő-neolitikus *tiszai-kultúra* telepei) rétegtani adatait tartalmazza, a rétegek abszolút kor- $(C^{14})$ -adatainak feltüntetésével. Míg a neolitikus lelőhelyek elterjedésének vizsgálata arra enged következtetni, hogy a legkorábbi holocén-kori települések már az újholocénben keletkeztek, az újholocénen belül a fiatalabb rétegek pontosabb korának meghatározása már sokkal nehezebb. Ennek ellenére is megállapítható, hogy a lelőhelyek körzetében a legrégibb neolitikus rétegek (az i. e. VI. évezred végén) az ottani humuszképződés legkorábbi ill. idősebb szakaszával köthetők össze. A különböző öntési, szikes stb. rétegek pedig klimatörténeti ill. ősföldrajzi következtetések levonására is alkalmasak.

Míg a címben jelzett témán belül az 1978-as évi jelentésben az Alföld neolitikus lelőhelyeinek területi elhelyezkedését tekintettem át — adataimból arra a következtetésre jutva, hogy a tájon a neolitikus megtelepedés már minden bizonnyal újholocén kori — jelen közleményemben a legjobban és legsokoldalúbban dokumentált neolitikus lelőhelyeknek (1. ábra) a földtan, főleg a rétegtani térképezés számára kiindulási pontul szolgáló adatait gyűjtöttem össze.

A kb. 600 ismert lelőhelynek csak elenyészően kis töredékéről rendelkezünk geológiaiul valóban felhasználható adatokkal. Ennek fő oka, hogy a holocén kultúrákkal foglalkozó régészet még nem alakította ki a földtannal, az őslénytannal stb. azt a szoros együttműködést, melyet a paleolitikus régészet már évtizedekkel ezelőtt megtett.

Ezért céлом csupán annyi, hogy a rétegtani adatokat a szükséges megjegyzésekkel együtt, az alábbiakban lelőhelyenként közöljem a vonatkozó legfontosabb irodalom és a kéziratos adattári anyag megjelölésével. Az egyes kultúrák relatív kora a rétegsorokból kitűnik, abszolút korukat a publikált  $C^{14}$  értékek alapján adom (KROLOPP E. 1978).

### *Tiszaigar-Csikóstanya* (2. ábra 1.)

Az alföldi vonaldíszes kerámia kultúrájának (középső-neolitikum) telepe.

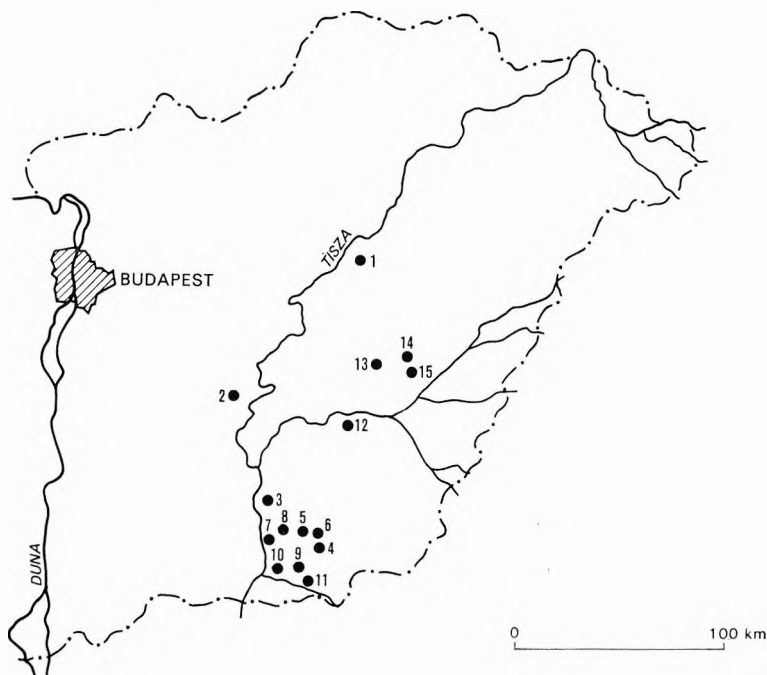
A lelőhely az Erdőmajortól DNy-ra levő 90 m-es magassági pont és a Tiszaigar — Tiszaórs közti országút tiszai hídfeje közti egyenes metszéspontjában van. A területet a Tisza holtágának egy morotvája veszi körül; a telep alig 100 m-re van a vízparttól. Rétegsor (a kultúrréteg a mai felszíntől számítva 30 cm mélyen kezdődik):

30 — 110 cm Humusz, kultúrréteg (alföldi vonaldíszes), kora kb. 6200 B. P.

110 — 156 cm Humusz, steril (pre-vonaldíszes).

156 — cm „Agyagos, iszapos, tiszai homokréteg” (pre-vonaldíszes).

A lelőhelyet nem annyira rétegsora miatt közlöm, mint inkább azért, mert a holocénnel foglalkozó ősföldrajzi irodalomban többször is hivatkoznak rá (pl. CHOLNOKY J. 1907, SOMOGYI S. 1962). Már CHOLNOKY megjegyzi, hogy „ez a morotva (ti. az igari) különös figyelmünket érdemli, mert partján, Tisza-Igar nyugati végében nagy kiterjedésű prehisztórikus telep van, amely kétségtelenül még mint élő Tisza partján keletkezett. Esetleg tehát legalább egy-két századnyi biztonsággal időt is kaphatunk, amely a morotva korát mondja meg” (p. 438.). SOMOGYI S. viszont megállapítja, hogy „a kunsági nagy morotvák



1. ábra. Rétegtani adatokat nyújtó neolitik lelőhelyek az Alföldön.  
A lelőhelyek nevét l. a 2. ábrán

Fig. 1. Neolithic sites yielding stratigraphic information  
in the Great Hungarian Plain. For the site names, see Fig. 2

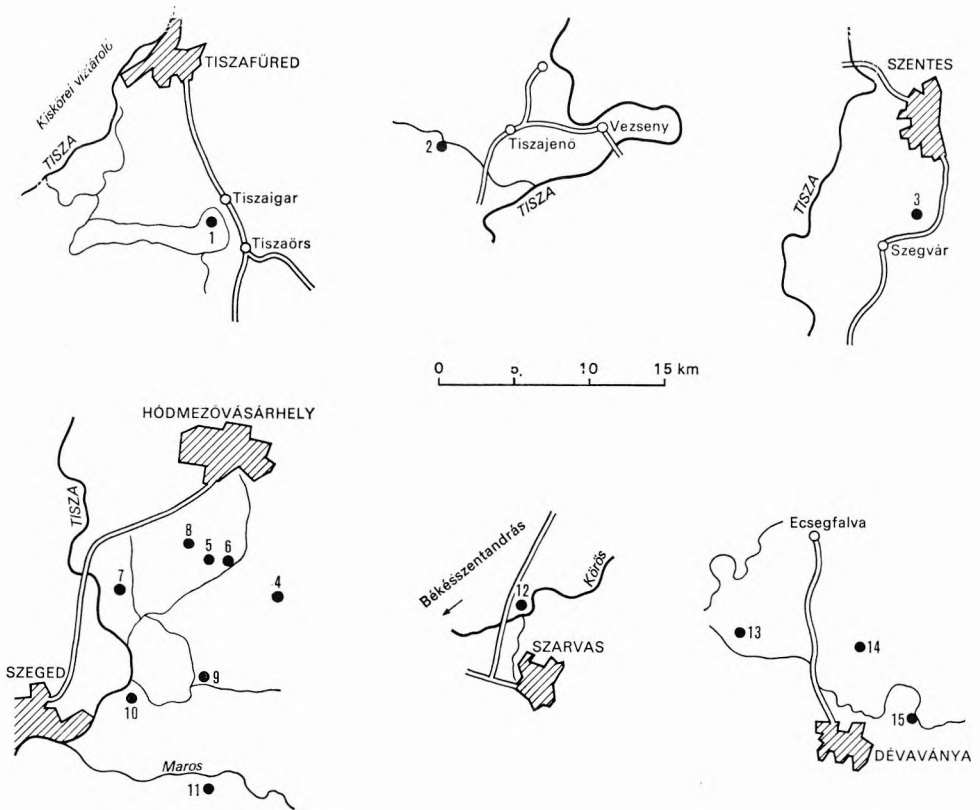
archeológiai leletektől igazoltan tölgyfázisbeliek” de a Tiszaigar menti nagy morotva „... a bükkfázis elejének emléke, a mai mederbe való bevágódást közvetlenül megelőző periódusból származik” (p. 197.). A fentiek alapján csak annyit mondhatunk, hogy a morotva menti legkorábbi megtelepedés itt is tölgyfázisbeli.

KOREK J. (1958–1959). MNM Adattárból: SZABÓ J. 243. T. III.

*Tiszajenő-Szárazérpart* (2. ábra 2.)

A Körös-kultúra (korai neolitikum) telepe.

A lelőhely a Szolnok–Kiskunfélegyháza közti vasútvonal jobb oldalán, Tiszajenő alsó vasútállomástól mintegy 2 km-re van ott, ahol a Szárazér beletorkollik a Körös-érbe.



2. ábra. A lelőhelyek vázlatos helyszínrajza

1. Tiszaigár-Csikóstanya, 2. Tiszajenő-Szárászpart, 3. Szegvár-Tűzköves, 4. Hódmezővásárhely-Gorza, Czunkor tanya. 5. Hódmezővásárhely-Kökénydomb, Kapocsi tanya, 6. Hódmezővásárhely-Kökénydomb, Kovács tanya. 7. Hódmezővásárhely-Kopáncs, Lenin Tsz., 8. Hódmezővásárhely-Kopáncs, Zsoldos tanya, 9. Maroslele-Pana, 10. Tápé-Lebő, 11. Deszk, 1. sz. olajkút, 12. Békésszentandrás, „Túl a Körös” dűlő, 13. Déványa-Atyaszeg, 14. Déványa-Simasziget

Fig. 2. Location chart of the sites

Rétegsor : 0–30 cm Humusz (poszt-Körös).  
 30–60 cm Barnásszürke talaj, kultúrréteg (Körös-kultúra), kora kb. 6605–6260 B. P. közötti időszak II. fele.  
 60– cm Világossárga agyag (pre-Körös).

SELMECZI L. (1968). MNM Adattárból: SELMECZI L. XXIII- 408/1967.

### Szegvár-Tűzköves (2. ábra 3.)

A tiszai kultúra (késő-neolitikum) telepe.

A lelőhely Szegvár és a Sápalom között, a Kurca partján fekvő dombhát, az egykori Kontra-tó partján.

Rétegsor : 0– 50 cm Sötét humusz, sok löszszel, kevés ártéri agyaggal keverve, kultúrréteg (tiszai kultúra), kora kb. 5800 B. P.  
 50– 80 cm Humuszréteg, steril (a tiszai kultúrával egyidős).  
 80–140 cm Világosabb humusz, kultúrréteg (tiszai kultúra).  
 140– cm „Altalaj” – löszös, agyagos föld (pre-tiszai).

CSALOG J. (1957a). MNM Adattárából: CSALOG J. 453. Sz. VII., XIX. 348/1968, 472. Sz. VIII., 454. Sz. VII., 356. Sz. VI.; KÖREK J. XVII. 272/1970.

*Hódmezővásárhely-Gorzsa, Czukor tanya (2. ábra 4.)*

A tiszai kultúrából kialakult késő-neolitikus csoport lelőhelye.

A telep Hódmezővásárhely határában, a gorzsi határrészen levő domb.

Rétegsor:

- a) — 40 cm Jelenkori humusz.  
 40–139 cm Öntésagyag.  
 139–149 cm Fekete iszapcsík, valószínűleg a Tisza elöntése.  
 149–155 cm Öntésagyag.  
 155–165 cm Fekete iszapcsík, valószínűleg a Tisza elöntése.  
 165–200 cm Öntésagyag.  
 200–230 cm Tömött, fekete, áradmányos iszap, „szűztaaj”.  
 230–280 cm Sárga lósz, mely a dombhat közepét képezi.
- b) 0–80 cm Újkori beásásokkal kevert, bolygatott, kora- és késő-bronzkori, kora-vaskori és szarmata leletek, i. e. II. évezred – i. u. II. sz.  
 80–180 cm Tiszai kultúra rétege, „őskori” és szarmata beásások, 5800 B. P.  
 180–200 cm Tiszai kultúra rétege (5800 B. P.).  
 200–230 cm Ebbe a rétegbe mélyedtek a tiszai kultúra gödrei (pre-tiszai).  
 230–280 cm Pre-tiszai.

Mint ahogy a kétféle szempont szerint felvett rétegsorok párhuzamosításából kitűnik, nagyon valószínű, hogy a szarmata, kora-vaskori és bronzkori leletek is részben annak az öntésagyag-rétegnek a felső részében voltak, melyben a késő-neolitikus tiszai kultúra. Mivel az ásatási terület felszínközeli része 80 cm mélységig bolygatott volt, éppen a fiatalabb kultúrákat nem lehet pontosabban réteghez kötni, így csak annyit mondhatunk, hogy az öntésagyag képződésének valószínű vége (ha azt a korai vaskorra tesszük) kb. i. e. 800.

GAZDAPUSZTAI GY. (1963). MNM Adattárából: TOMPA G. XIV. 361/1961; GAZDAPUSZTAI GY. IV(23)1965, 49. H. I.; ZALOTAY E. 71. H. I.

*Hódmezővásárhely-Kökénydomb, Kapocsi tanya (2. ábra 5.)*

A tiszai kultúra telepe.

A lelőhely Hódmezővásárhely határában, a kopánesi ártérből kiemelkedő domb.

- Rétegsor: 0–40 cm I. kultúrréteg (tiszai kultúra).  
 40–120 cm II. kultúrréteg (tiszai kultúra). Mindkét kultúrréteg kora kb. 5800 B. P.  
 120–180 cm Fekete altalaj (pre-tiszai).  
 180— cm Sárga, agyagos altalaj (pre-tiszai).

MNM Adattárából: KÖREK J. XIX, 249/1969.

*Hódmezővásárhely-Kökénydomb, Kovács tanya (2. ábra 6.)*

A tiszai kultúra telepe.

- Rétegsor: 0–25 cm Humusz (poszt-tiszai).  
 25–100 cm Kultúrréteg (tiszai kultúra), kora kb. 5800 B. P.  
 100–180 cm „Háborítatlan fekete föld, szűztaaj” — a tiszai kultúrával egyidős! Kora kb. 5800–5900 B. P.  
 180— cm Sárgaföld (pre-tiszai).

Bár az ásató „háborítatlan”-nak írja le a fekete földet, valójában benne 175 cm mélyen (a felszíntől számítva) bolygatatlan sírt találtak, melynek ot-



tani léte — fekete, a környezettől el nem váló kitöltéséből ítélve — arra utal, hogy a fekete réteg már „kultúrréteg”, akkor is, ha egyébként leletmentes. Ahogy BANNER írja: „A temetés abban az időben történt, amikor az első települési nyomok a szűzföld nivójában keletkeztek.” (p. 56.) Így a lelőhelyen a fekete föld és a kultúrréteg határa a B. P. VI. évezred legelejére tehető.

BANNER J. (1930).

*Hódmezővásárhely-Kopáncs, Lenin Tsz, Técsy tanyja* (2. ábra 7.)

A Körös-kultúra telepe.

A lelőhely az ún. Csárpateleki úttól 250—300 m-re K-re levő természetes dombhát.  
R é t e g s o r : 0—250 cm Humusz, barnás kultúrréteg (Körös-kultúra), kora kb. 6605—6260 B. P.  
250— cm A domb alját képező tömött egységes, sárga agyag (pre-Körös).

MNM Adattárából: GAZDAPUSZTAI Gy. XII. 124/1966.

*Hódmezővásárhely-Kopáncs, Zsoldos tanyja* (2. ábra 8.)

A Körös-kultúra telepe.

A lelőhely a Kőkénydombbal szemközt, egy régi ér partján fekszik; a szabályozás előtt sziget lehetett.

R é t e g s o r : 0—55 cm Humusz, fekete, szarmata—népvándorláskori és középkori leletekkel (i. sz. II—XIV. sz.).  
55—85 cm Erősen összeálló iszapréteg, koptatott piros színű cserepekkel, melyek „azt a látszatot keltették, hogy a víz ide-oda görgette őket”.  
85—132 cm Kultúrréteg (Körös-kultúra), kora kb. 6605—6260 B. P.  
132— cm Tiszta agyag, ebbe mélyültek a Körös-kultúra gödrei (pre-Körös).

A jelek szerint valamikor a Körös-kultúra ideje után, tehát legkorábban a B. P. VII. évezred végén, erős elöntés érte a területet. Mindenesetre, mivel egyrészt — bár a „piros színű cserepek” alapján nem lehet megnyugtatóan eldönteni, hogy azok milyen kultúrához tartoznak — a Körös-kultúrán kívül más őskori leletekről nem ír a közlemény, másrészt számottevő üledékképződés a leírás alapján nem lehetett az elöntés előtt, nagyon valószínű, hogy a szokatlan áradásra még a B. P. VI. évezred folyamán sor kerülhetett.

BANNER J. (1932).

*Maroslele-Pana* (2. ábra 9.)

A Körös-kultúra telepe.

A lelőhely Marosleletől ÉNy-ra kb. 3 km-re van, az egykori Bogdány-ér K-i partján, a Bogdány-ér és a szárazéri csatorna találkozásának közelében, egy magaslaton.

R é t e g s o r : 0—60 cm Humusz, Árpád-kori és újkori leletekkel, kora XI—XIII. sz.-tól az újkorig.  
60—90 cm Humuszos, törmelékes kultúrréteg telepjelenségek nélkül (Körös-kultúra), kora 6605—6260 B. P.  
90—110 cm Sárga altalajjal összemosódott humusz, kultúrréteg (Körös-kultúra), ennek a rétegnek az alján a kultúra gödrei még éppen csak kirajzolódtak.  
110— cm Sárga altalaj (pre-Körös).

A lelőhelyen tehát a sárga altalaj és a humusz határán van a Körös-kultúra itteni megtelepedésének kezdete. A telep régészeti anyaga (a gödörkitöltések leletei) a Körös-kultúra több periódusát képviselik. Ezeknek időtartamát ma még nem tudjuk pontosan, de több évszázadra becsülhetjük, míg a telep egésze nyilvánvalóan ugyanabban a földtani korban van — mindez arra világít rá, hogy a holocén régészeti és földtani (talajtani, ősföldrajzi stb.) adatok korrelálásának módját még ki kell dolgozni.

TROGMAYER O. (1964).

*Tápé-Lebő* (2. ábra 10.)

A lelőhelyen két telep van, a Felsőhalmon a megtelepedés időtartama a Körös-kultúrától a korai rézkorig tartott, elsősorban az alföldi vonaldíszes kultúra szakálhádi csoportjának és a tiszai kultúrának a lelőhelye (középső-neolitikum — késő-neolitikum), míg az Alsóhalmon a tiszai kultúra és a belőle kifejlődő helyi korai kőrézkori csoport élt.

Jelenleg az egyetlen olyan publikált alföldi neolitikus lelőhely, melynek (és környezetének) részletes földtani vizsgálatát is elvégezték (TIMÁR L. in KÖREK J. 1958. pp. 132—133), bár ezen vizsgálatok jórésze a halmot körülvevő síkra terjedt ki, s végeredményben azt állapították meg, hogy a domb a pleisztocén végétől szigetszerűen emelkedett ki a környezetből. A domb közepét pleisztocén homokdűne képezi, „mely az emberi megtelepedés idején is felszíni vagy felszínközeli képződmény lehetett”, déli felén a pleisztocén végén vízilósz települt. „A déli oldal régészeti kutatóárkai a felszíni vízi csigás lösz alatt sárga kemény agyagot, a fúrások pedig ez alatt homokot tártak fel.” Sajnos a publikált ásatási megfigyelés ennél jóval kevesebb.

A lelőhely a Tisza — Maros összefolyásának szögében, Tápétól Ny-ra 3 km-re van egy kiemelkedésen.

R é t e g s o r :

- (Alsóhalom): 0—50 cm Humusz, fekete.  
 50—70 cm Agyag, löszös, szikes, keményen összeálló, steril (poszt-eneolit) tehát a B. P. VI. évezred II. fele utánra tehető.  
 70— cm Kultúrréteg (tiszai kultúra), alatta kultúrréteg (Szakálhát-Lebő csoport) — a két kultúrréteg kora kb. 6100—5800 B. P.

TROGMAYER O. (1957), KÖREK J. (1958). MNM Adattárából: PÁRDUCZ M. — KÖREK J. 5. L. I.; BÁLINT B. — TROGMAYER O. 338. T. IV.

*Deszk. I. sz. olajkút* (2. ábra 11.)

A Körös-kultúra telepe.

A telep a deszk — klárafalvai út bal oldalán, a 13. km-kő magasságában levő dombon, az olajkút alapozásakor került elő.

- R é t e g s o r : 0—2. „ásónyom” (kb. 50 cm) Humusz (poszt-Körös).  
 2. ásónyom (50 cm) — 210 cm „Szubhumusz”, kultúrréteg (Körös-kultúra).  
 210— cm Bolygatatlan agyagréteg (pre-Körös).

A feldolgozott lelőhelyek között az egyetlen, ahonnan  $C^{14}$  dátumot ismerünk (Bln-852:  $6260 \pm 100$ ; 832/A:  $6390 \pm 100$ ; 583:  $6410 \pm 120$ ; 584:  $6540 \pm 100$ ; 581:  $6605 \pm 100$ ).

TROGMAYER O. (1967). MNM Adattárából: TROGMAYER O. V. 86/1968.

*Békésszentandrás, „Túl a Körös” dűlő (2. ábra 12.)*

A Körös-kultúra és a tiszai kultúra telepe.

Bár a lelőhely Békésszentandrás néven ismert, valójában Szarvas határában van, az arborétumtól É-ra 800 m-re, a Körös és a mezőtúri országút között, egy 1,5 m magas dombháton.

R é t e g s o r a lelőhely két pontján:

- a) 0– 45 cm Humusz, fekete, benne elszórtan a tiszai kultúra cserepei (poszt-tiszai).
- 45– 60 cm Humusz, barna, sok szemesés, löszös földet tartalmaz, kultúrréteg (tiszai kultúra), kora kb. 5800 B. P.
- 60– cm Sötétebb föld, nem annyira szemesés, mint a felette levő réteg, kultúrréteg (Körös-kultúra), kora kb. 6005–6260 B. P.
- b) 0– 80 cm Humusz, fekete (poszt-tiszai).
- 80–110 cm Világosabb színű réteg, kultúrréteg (tiszai kultúra).
- 110–135 cm Sötétebb színű réteg, kultúrréteg (Körös-kultúra).
- 135– cm Löszös altalaj – „ennek a rétegnek az aljáról egy levélalakú, pattintott kőszköz került elő”.

A két neolitikus réteg szín-eltérése talán éghajlati különbséget jelez? A „levélalakú pattintott kőszköz” ismeretének hiányában nem lehet annak korát megmondani, de a bolygatatlanságot tekintve nem lehetetlen, hogy a „löszös altalaj” pleisztocén. [Itt említem meg, hogy LÁSZLÓ GY. (1967) Csongrád-Felgyőn, honfoglaláskori telep ásatakor a 2. ásónyomban egy olyan kovaeszközt talált, melyet tipológiai megfontolásból és erősen kérdőjelesen a moustieri kultúrába sorolt.] A leletről még DOBOSI V. is ír (1975, p. 64). A csongrádi eszköz moustieri-nek való meghatározása ugyan túlzásnak tűnik, de mind ez, mind talán a békésszentandrasi eszköz újabb adatokat szolgáltathat az Alföld kevéssé ismert paleolitikumához.

CSALOG J. (1957b). MNM Adattárából: CSALOG J. 402. B. V.

*Déaványa-Sártó (2. ábra 13.)*

A tiszai kultúra telepe.

A lelőhely Déaványától ÉNy-ra, Csudaballa és Kérsziget között, a Sártó-part fölől emelkedő Kovahalom és Szarka-tanya környékén van.

R é t e g s o r a lelőhely két pontján:

- a) 0– 80 cm Humusz, ennek alsó szintjében kultúrréteg (tiszai kultúra, igen erős alföldi vonaldiszes elemekkel), kora kb. 5800 B. P. ill. ennél valamivel korábbi, B. P. VI. évezred legeleje.
- 80–350 cm Meszes, agyagos altalaj (pre-tiszai).
- 350– cm Homok (pre-tiszai).
- b) 0– 50 cm Humusz (poszt-tiszai).
- 50–120 cm Kultúrréteg (tiszai kultúra).
- 120– cm Fekete réti agyag (a szövegben másutt „ártéri agyag”), ez volt az eredeti felszín (pre-tiszai).
- „alatta” Homokos sárga agyag (pre-tiszai).

KÖREK J. (1960, 1961). MNM Adattárából: KÖREK J. 104. D. III., I. 1960/39; KÖREK J. – BÉRECKY I. 160. D. III.

*Déaványa-Atyaszeg* (2. ábra 14.)

## A Körös-kultúra telepe.

A lelőhely a Déaványától 6 km-re É-ra levő atyaszegi legelőn van.

R é t e g s o r : 0–30 cm Fekete, humuszos agyag, kultúrréteg, sok lelettel (Körös-kultúra).

30–60 cm Humuszos agyag, kevesebb lelettel, kultúrréteg (Körös-kultúra).

Mindkét kultúrréteg kora kb. 6605–6260 B. P.

60–90 cm Sárgásfekete szikes föld.

90– cm Sárga szikes agyag.

MNM Adattárából: KÖREK J. 24. D. I.

*Déaványa-Simasziget* (2. ábra 15.)

A Körös-kultúra és a tiszai kultúra közti időszakot képviselő telep, melynek kultúrája leginkább az alföldi vonaldíszes kerámia Szakálhát—Szilmeg csoportjának (középső-neolitikum) speciális kifejlődéséhez köthető.

A lelőhely a tálgyai átjárónál, az érpárt mellett húzódó háton van.

R é t e g s o r (a kultúrréteg 35 cm mélyen kezdődik):

35–90 cm Kultúrréteg, melynek alsó 10 cm-e fekete színű, ebből mélyedtek le a telep gödrei az alatta levő agyagba. Kora B. P. VII–VI. évezred fordulója.

90– cm Sárga agyag (pre-neolit).

KÖREK J. (1964). MNM Adattárából: KÖREK J. I. 7/1963.

Ö s s z e g e z é s ü l annyit lehet megállapítani, hogy több lelőhelyen az „altalaj”-ként feltüntetett sárga (?)agyag képződése megelőzi a legkorábbi neolitikumot (Körös-kultúra), tehát — számításba véve a Körös-kultúra eddigi legkorábbi magyarországi C<sup>14</sup>-adatát (Gyálarét-Szilágyi major Bln-75:7090 ± 100) — a VIII. évezrednél nem tehető későbbre. A legkorábbi neolitikum már humuszban van, de inkább a humuszképződés elejével (pl. Maroslele-Pana rétegsora), ill. a humuszképződés idősebb fázisával kapcsolható össze. Kevésbé egyértelmű a fiatalabb humusz kora: úgy tűnik, hogy kezdete a tiszai kultúra idejére — a VI. évezred elejére — tehető. Hódmezővásárhely-Kökénydombon pl. a „fekete föld” képződésének valószínűleg a vége rögzíthető a tiszai kultúra ottani legkorábbi periódusára, azonban ennél pontosabb kort nem lehet meghatározni. Sajnos éppen a többretegű, neolit leleteket ill. réteg(ek)et is tartalmazó telepeknél nem tudjuk a fiatalabb leleteket „rétegekhez” kötni. Az adatok alkalmasak néhány, éghajlattal és talajtannal összefüggő következtetés levonására is, pl. figyelemre méltó, hogy szikesedés már a neolitikum előtt is lehetett (pl. Déaványa-Atyaszeg).

## IRODALOM

BANNER J. 1930: A kökénydombi neolithkori telep. — Dolg. a Magy. Kir. Ferencz József Tud. Egyet. Arch. Intézetéből, pp. 49–106. Szeged.

BANNER J. 1932: A kopánesi és kotacparti neolitikus telepek és a tiszai kultúra III. periódusa. — Dolg. a Magy. Kir. Ferencz József Tud. Egyet. Arch. Intézetéből, pp. 2–10. Szeged.

CHOLNOKY J. 1907: A Tiszameder helyváltozásai. — Földr. Közlem. 35. 10. pp. 425–445.

- CSALOG J. 1957a: Szegvár-Tűzköves. — Rég. Füzet. Ser. I. 9. pp. 12–13.
- CSALOG J. 1957b: Békésszentandrás. Túl a Körös dűlő. — Rég. Füzet. Ser. I. 9. p. 10.
- DOBOSI V. 1975: Magyarország ós- és középsőkőkori leletkatasztere. — Arch. Ért. 1975. pp. 63–76.
- GAZDAPUSZTAI GY. 1963: Későneolitikus telep és temető Hódmezővásárhely-Gorzsán. — A Móra Ferenc Múzeum. Évk. pp. 21–46. Szeged.
- KOREK J. 1958: Lebő-halmi ásátás 1950-ben. — Arch. Ért. pp. 132–153.
- KOREK J. 1958–59: Vonaldíszes kerámia kultúra elterjedése az Alföldön. — A Móra Ferenc Múzeum. Évk. pp. 28–47. Szeged.
- KOREK J. 1960: Dévaványa-Sártó. — Rég. Füzet. Ser. I. 9. p. 22.
- KOREK J. 1961: Neolitikus telep és sírok Dévaványán. — Folia Arch. pp. 9–24.
- KOREK J. 1964: Dévaványa-Simasziget. — Rég. Füzet. Ser. I. 21. p. 18.
- KROLOPP E. 1978: Absolute chronological data of the Quaternary sediments in Hungary. — Földr. Közlem. 25. 1–3. pp. 230–232.
- LÁSZLÓ GY. 1967: Csongrád-Felgyő. — Rég. Füzet. Ser. I. 20. p. 62.
- SELMECZI L. 1968: Tiszajenő-Szárazérpart. — Rég. Füzet. Ser. I. 21. p. 18.
- SOMOGYI S. 1962: A holocén időszakra vonatkozó kutatások földrajzi (hidromorfológiai) értékelése. — Földr. Ért. 11. 2. pp. 185–202.
- TROGMAYER O. 1957: Ásátás Tápé-Lebőn. — A Móra Ferenc Múzeum. Évk. pp. 19–60.
- TROGMAYER O. 1964: Megjegyzések a Körös csoport relatív időrendjéhez. — Arch. Ért. pp. 66–86.
- TROGMAYER O. 1967: Deszk-Olajkút. — Rég. Füzet. Ser. I. 20. p. 10.

## ARCHEOLOGICAL DOCUMENTARY SITES OF THE HUNGARIAN HOLOCENE: STRATIGRAPHIC RECORD

by

E. BÁCSKAY

Having discussed the geographic distribution of Neolithic archeological sites in the Great Hungarian Plain and shown that in this region the earliest Holocene settlements certainly belong to the younger Holocene, the author lists in this paper the stratigraphic record of 15 Neolithic sites (the *Körös*, *Alföld Linear Pottery*- and the *Tisza* cultures) of the Great Plain (Fig. 1), with the absolute age ( $C^{14}$ ) values of the various culture layers. Fig. 2 shows the exact position of the sites.

Unfortunately, only a few sites have yielded data useful from the geological point of view, the information they furnish are rather of paleogeographic or paleoclimatological value.

It is clear from the sequence of strata that the earliest Neolithic (the end of the 8th millennium B. P.) can be connected with the earliest and older periods of humus formation in the region, but any accurate dating of the younger layers is difficult.

In this paper attention is directed to the need for a more differentiated approach to recent sediments as well as to fluvial and salt-affected sediments.



## A HALIMBAI BAUXIT SZÁMÍTÓGÉPES VIZSGÁLATÁNAK EREDMÉNYEI

JOCHÁNÉ EDELENYI EMŐKE

*A Dunántúli-középhegység bauxitprognózisának tudományos megalapozása* téma keretében vizsgáltuk a Halimbai-medence „főtelepén” a Halimbai Bauxit és a fekü, illetve a fedő képződmények kapcsolatát, valamint a kémiai összetételből számítható bauxitásvány/ugyagásvány arányt, amely a bauxitosodási folyamatok előrehaladottságáról nyújt felvilágosítást. A rendelkezésre álló adatok nagy számára való tekintettel számítógépet vettünk igénybe. A vizsgálatok alapján négy területrészt különítettünk el, amelyeken eltérő felhalmozódási, bauxitosodási, illetve denudációs folyamatok játszódtak le. A munka legjelentősebb eredményének a felső-kréta üledékképződési ciklus kezdetén az egykori üledékgyűjtő D-i peremén kialakult, bauxitképződésre alkalmas sáv körvonalazódását tartjuk, melynek a halimbai bauxittelep az eddig ismert legjelentősebb előfordulása. A telep elterjedési határvonalai É-on nekifutnak egy kb. 2 km-es elcsúszást eredményező, eocénnél fiatalabb tektonikai vonalnak, melynek túloldalán a sáv DK felé eltolódik, s a felső-kréta ösföldrajzi rekonstrukciója alapján kb. 10 km-es hosszúságban folytatódik.

A Dunántúli-középhegység bauxitprognózisának tudományos megalapozásához elengedhetetlenül szükséges a már ismert bauxitelőfordulások alapos, minél sokoldalúbb ismerete. Hazai bauxittelepeink máig vitatott genetikai kérdéseinek megoldásához véleményünk szerint jelentősen hozzájárulhat a bauxitösszlet és a fekü, de különösen a fedő rétegtani egységek közötti kapcsolat, valamint a kémiai és ásványtani összetétel térbeli alakulásának egy egységen belüli részletes tanulmányozása. E vizsgálatokat — első lépésként — egyik legjelentősebb bauxitelőfordulásunkon, a Halimbai Bauxit Formáció halimbai „főtelepén” végeztük el. A részletes vizsgálatot a Bauxitkutató Vállalat által a területen több évtizede folytatott kutatás tette lehetővé. A kutatások eredményeit összefoglaló zárójelentések a lemélyített többszáz mélyfúrás bauxitanyagán végzett kémiai vizsgálatok adatait is tartalmazzák. A rendelkezésre álló adatok igen nagy számára való tekintettel munkánk során számítógépet vettünk igénybe, a program matematikai megfogalmazását DIENES István készítette, kivitelezését a Munkaügyi Minisztérium Számítástechnikai Intézete végezte. A munka számítástechnikai vonatkozásait itt nem tárgyaljuk, a bemutatott térképeket a számítógéppel készített változatok egy részének egyszerűsítésével, összevonásával készítettük. (A teljes térképsorozatot és a szelvényeket, valamint a számítástechnikai dokumentációt a MÁFI Adattárába leadott jelentés tartalmazza.)

## A Halimbai Bauxit fekü- és fedőképződményei

A Halimbai-medence földtani felépítésével a korábbiakban már számos munka foglalkozott, 1:20 000 méretarányban kiadott földtani térkép is készült a területről. Ezért a bauxit fekü- és fedőképződményeinek csupán a bauxit képződési körülményei szempontjából lényeges — elsősorban elterjedési — viszonyait tárgyaljuk.

A Halimbai Bauxit fekjében (I. melléklet) felső-triász képződmények települnek. Ny-on és DK-en kizárólag dolomit kőzet fordul elő, amely a „Fődolomit” Formációba tartozik, s tektonikus határ mentén érintkezik a fiatalabb triász képződményekkel. (Itt jegyezzük meg, hogy a földtani térkép atektonikus, csupán az ábrázolt terület két igen jelentős nagyszerkezeti vonalát tüntették fel.) A terület többi részén uralkodóan mészkő, alárendelten dolomit kőzetet harántoltak a fúrások a Halimbai Bauxit alatt. Az É-i részen a fődolomit melletti keskeny sáv kivételével kizárólag mészkő fordul elő, D és K felé haladva megjelenik, s mind gyakoribbá válik a dolomit.

Az É-i, mészkő kifejlődésű területen mélyült 1976-ban a Padragkút Pa-6. sz. szerkezetkutató mélyfúrás, amely 230 m vastagságban harántolta a felső-triász rétegsort és két eltérő kőzetkifejlődésű egységet tárt fel. A Halimbai Bauxit alatt 120 m vastagságban uralkodóan mészkő kifejlődésű kőzeteket harántolt, a felső szakaszon ritkán, az alsó szakaszon gyakrabban dolomit-közbetelepülésekkel. A rétegsor e szakaszának jellegzetessége, hogy 30 m vastagságú, 20–25°-os dőlésű, száiban álló, de repedezett, s a repedésekben vörös bauxitos agyag kitöltéseket tartalmazó szakasz után 53 m vastagságban 50° körüli dőléssel vörös bauxitos agyagot, agyagos aleuritot harántolt, amely változó mennyiségű, helyenként több m-es vastagságban igen sok, változatos méretű és koptatottságú triász, jura és középső-kréta mészkő anyagú törmelék tartalmazott. Ezután 16 m-es vastagságban ismét mészkő következett, alatta 7 m-es vastagságban újból közettörmelékes bauxitos agyagot tártak fel, amely alatt 10 m-es vastagságban mészkő, dolomitos mészkő, dolomit települt. E felső, uralkodóan mészkő összetételű egység alatt 110 m vastagságban uralkodóan dolomit, dolomitmárga, agyagos dolomit kifejlődésű egységet harántolt a fúrás, amelyben a mészkő-közbetelepülések száma és vastagsága lefelé csökkent. A kőzet helyenként tarka színű, dőlése 20–25° volt. A Pa-6. sz. fúrás által feltárt rétegsor jól összevethető a Bauxitkutató Vállalat által a Pa-6. sz. fúrástól DNy-ra 1200, illetve 300 m-re mélyített HgH-11. és HgH-12. sz. vízföldtani célú mélyfúrások rétegsorával. Előbbi fúrásban az alsó, 80 m vastagságban feltárt, uralkodóan dolomitos kőzetekből felépülő egység fölött 230 m vastagságban uralkodóan mészkő kifejlődésű, alárendelten dolomit-közbetelepüléseket tartalmazó, 45°-os dőlésű egység települt. Ennek alsó 100 m-es szakaszán több szintben változó, de helyenként a 30 m-t is elérő vastagságban változatos kőzetanyagú törmelékeket tartalmazó vörös agyag, aleurolit települt, melynek dőlése 60° körüli volt. Az alsó, uralkodóan dolomitos egység felső szakaszán is előfordultak hasonló közbetelepülések.

A két mélyfúrás által feltárt, igen jelentős vastagságú, a mészkő- és dolomitrétegek dőlésénél meredekebb helyzetű, vörös színű, különböző típusú kőzetek törmelékét tartalmazó vörös színű bauxitos agyag, aleurolit kőzetet a rétegsor két — uralkodóan mészkő, illetve uralkodóan dolomit felépítésű — szakaszának határa közelében kialakult karsztos hasadék, üreg-rendszer kitöltéseként értelmezzük.



A mélyfúrások alapján tehát a terület középső részét az alsó-liász Kardosréti Mészki Formáció és a felső-triász Dachsteini Mészki Formáció, valamint a földolomit felé átmenetet képviselő dolomit—mészki váltakozásából álló egység közei építik fel. A dőlés a DNy-i részen valószínűleg ÉÉNy-i, az ÉK-i részen ÉNy 20—25°. Az eocén előtti kibillenés és denudáció során a fúrások által feltárt kitöltött karsztos üregrendszer a Pa-6. sz. fúrástól K-re — sőt valószínűleg a terület D-i részén is — a triász felszín közelébe, illetve felszínére került.

A terület K-i felének É-i részén több fúrásban jelentkező, helyenként vastag fiatalabb alsó-jura kőzetek valószínűleg újabb tektonikai vonalat jeleznek, melynek mentén a K-i rész mélyebbre zökent. A leírásokból nem dönthető el, hogy a liász kőzetek a felső-triász kőzetek fölött, vagy repedéskitöltésként jelennek-e meg (utóbbi jelenség a HgH-11. sz. fúrásban megfigyelhető volt).

A szenon aljzat képét is jelentősen befolyásolja a felső-kréta képződmények elterjedési térképe alapján pontosan kirajzolódó horizontális elcsúszás vonala. Az ÉNy—DK-i irányú sík menti horizontális elmozdulás kb. 2 km-es elcsúszást eredményezett. Ennek következtében a vonal ÉK-i oldalán a vizsgált terület szinte teljes szélességében a szenon aljzatot a „Földolomit” alkotja.

A felső-triász kőzetek egyetlen karsztos felszínére települő *Halimbai Bauxit* jelentős részben nem a bauxitfelhalmozódás szempontjából kedvezőbbnek tartott földolomit, hanem a Dachsteini Mészki és az átmeneti egység fölött helyezkedik el, aminek ősföldrajzi okait a későbbiekben elemezzük. A legjelentősebb vastagságú teleprészek a két eltérő triász aljzatú területegységet elválasztó ÉK—DNy-i irányú tektonikai vonal mentén, illetve az attól K-re 350—400 m távolságban közel párhuzamosan futó mélyedéssorhoz kapcsolódva alakultak ki, mutatva a tektonikai preformáció jelentőségét.

A két maximális vastagságú zóna között húzódló sávban a bauxitösszlet jelentéktelen vastagságú, jelezve, hogy a rétegszerű és a töbrös teleptípus közötti különbség csak a töbrök mélysége és a bauxitösszlet vastagsága közti eltérő arányból adódik. A főtelep ÉÉK—DDNy-i csapása az É-i részen ÉK—DNy-i irányúvá válik. Ugyanitt a bauxitösszlet Ny-i elterjedési határvonala két jelentős nagyságú beöblösödést rajzol ki — melyek környezetében a bauxitösszlet vastagsága csekély —, majd nekifut az elcsúszási vonalnak. Az elterjedési határvonaltól párszáz méter távolságra húzódló nagyobb vastagságú zóna egykori meglétét csak néhány adat jelzi. A képződés idején feltehetően itt is kialakult jelentős szélességű sáv a felső-krétát követő kiemelkedés során — a kialakult dőlésviszonyoknak megfelelően — az egyéb felső-kréta képződményekkel együtt lepusztult, s a triász fekvő bauxitos agyaggal, agyaggal kitöltött karsztosodott üregekkel átjárt szakasza került a mezozoós felszínre. A lepusztítás során az eredeti lefutási helyétől nyugatabbra került K-i elterjedési határvonal is nekifut a csúszási vonalnak. A kiemelkedés okozta denudáció a telep D-i részén is lepusztította a felső-kréta fedőképződményeket, valamint a bauxitösszlet felső szakaszát, illetve távolabb a bauxitlep nagyrészét, majd teljes egészét.

A *Halimbai Bauxit fedőjében* települő felső-kréta formációk — amint az előzőekben már utaltunk rá — csak a főtelep ÉNy-i részén tanulmányozhatók, de a bauxitösszlettel való kapcsolatuk így is nyomon követhető. A Halimbai Bauxit és az Ajkai Kőszén Formáció legalsó kőszenes rétegei között néhány m-től maximum 30 m-ig terjedő vastagságú, alul tarka, felfelé általában barna, majd szürke színűvé váló, helyenként közettörmelkes, kavicsos, uralkodóan

agyag, agyagmárga, márga kőzetekből álló rétegek települnek. E kőzetek a Csehbányai Formáció egyik tagozataként tekinthetők, s a folyamatos üledék-képződés következtében helyenként a már ide tartozó, agyagos kőzetek elhatárolása a Halimbai Bauxit felsőbb, jelentősebb mennyiségű agyagásványt tartalmazó rétegeitől a makroszkóposan megfigyelhető bélyegek hasonlósága következtében nehézségeket okoz. A formáció Ny-i elterjedési határvonala a Halimbai Bauxit 0-vonalától kissé Ny-ra húzódik, s É-on nekifut a vízszintes elcsúszási vonalnak, majd annak túloldalán 2 km-rel DK felé eltolódva jelenik meg.

A fekére települő Ajkai Formáció maximális — 50—100 m-es — vastagsága a Halimbai Bauxit és a Csehbányai Formáció Ny-i elterjedési határvonalaitól kissé Ny-ra kezdődő, azokkal párhuzamosan futó párszáz méter szélességű sávban jelentkezik összefüggően. A sáv É-on szintén nekifut az elcsúszási vonalnak, s annak túloldalán 2 km-rel elcsúszva jelenik meg. E sávtól Ny-ra a fedőjében települő fiatalabb szenon képződmények (Jákói Márga Formáció) által bizonyítottan a vastagság csökken. A sáv K-i oldalán az Ajkai Formáció vastagsága csak néhány esetben haladja meg az 50 m-t, s ilyen adat kizárólag a földolomit felett települő kisebb bauxitvastagságú területeken fordul elő. A nagyobb bauxitvastagságú területeken az Ajkai Formáció vastagsága eredetileg sem lehetett jelentős. Néhány kis kiterjedésű blokkban ugyanis a nagyobb bauxitvastagságú területen is megőrződtek fiatalabb szenon képződmények, melyek alatt az Ajkai Formáció vastagsága igen csekély. Ezenkívül kizárólag e területen fordulnak elő az Ugodi Mészke Formáció denudációs roncsai, ami önmagában is utal a területrész egykori, a környezethez viszonyított magasabb térszíni helyzetére. A területnek a Ny-i területrészhez viszonyított kiemelt voltát egyértelműen jelzi az itt általános Halimbai és Csehbányai Formáció Ny felé történő kiemelkedése is. A formációk tér- és időbeli kapcsolatáról igen sokatmondó adat, hogy néhány fúrásban a Halimbai Bauxit rétegei közé néhány méteres vastagságban az Ajkai Formációba tartozó kőszenes kőzetek települnek.

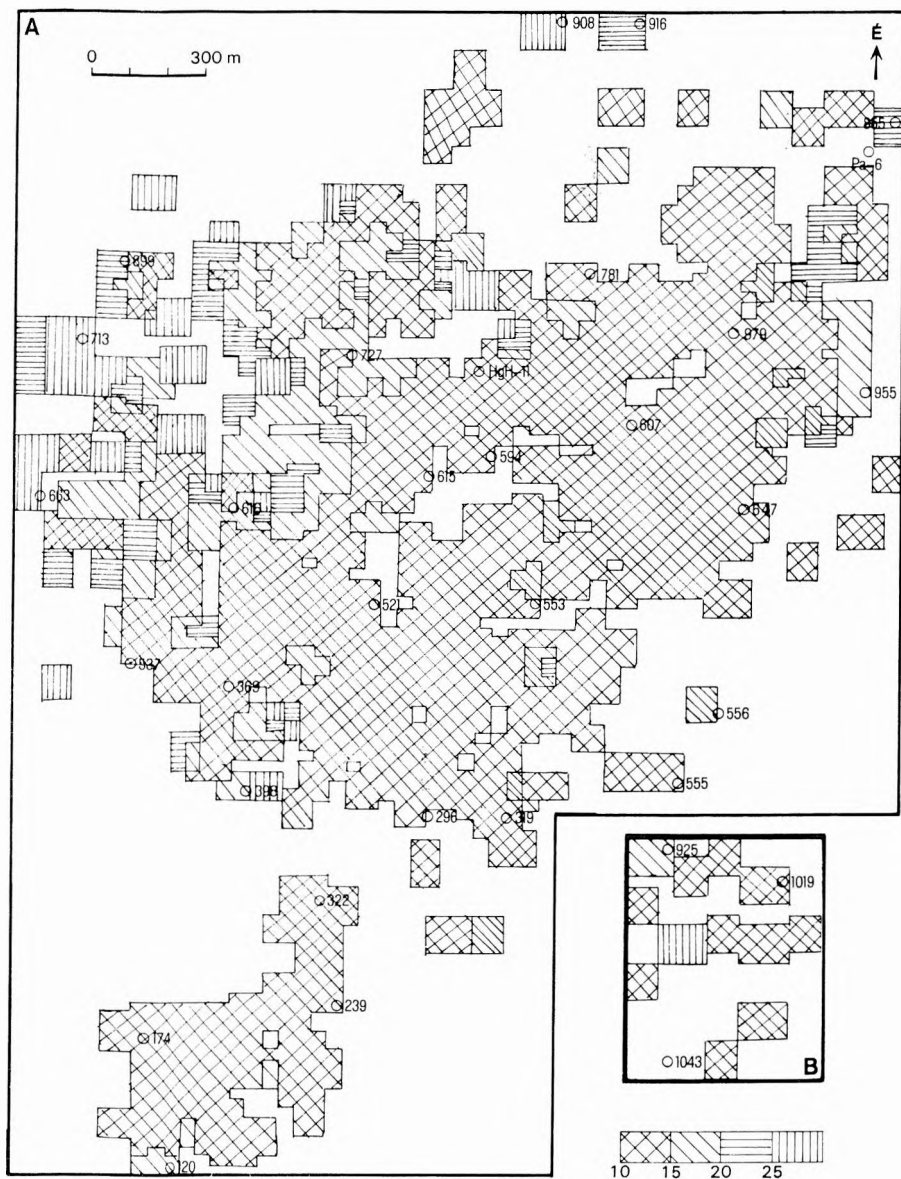
Az Ajkai Formáció kora e területen a középhegységi szenon ciklus részletes elemzése során kapott adatok szerint felső-szantoni—alsó-kampani. Amint már többször utaltunk rá, a Halimbai Bauxitot fedő felső-kréta képződmények a terület nagyrészen lepusztultak, s a bauxitot ma uralkodóan eocén képződmények fedik. Ezek kifejlődési jellegeit — mivel a képződésük során fennálló viszonyok a Halimbai Formáció eloszlási jellegeit lényegesen nem módosították — nem tárgyaljuk.

### Az alkalmazott módszer és indoklása

A bauxit képződési körülményeinek tisztázásához a feké- és fedőképződményekhez való kapcsolatán kívül rendkívül fontos a kémiai és ásványtani összetétel alakulásának ismerete.

Elkészítettük a bauxit fő alkotóelemeinek: az  $Al_2O_3$ -,  $SiO_2$ -,  $Fe_2O_3$ - és  $TiO_2$ -tartalom átlagát bemutató térképeket (J. EDELENYI E. 1979), valamint az izzítási veszteség átlagának térképét (1. ábra). Az ábrázolt súlyszázalékos értékek elvileg az adott ponton mélyült fúrás által harántolt bauxitösszlet teljes vastagságára vonatkozó átlagot jelentenek. Azonban itt is meg kell említenünk, hogy a bauxitösszlet felső határának kijelölése, elsősorban a szenon fedő-





1. ábra. A bauxitösszet izzítási veszteség tartalmának átlaga (%)  
 Fig. 1. Mean per cent loss on ignition of samples from the bauxite complex analysed

képződmények elterjedési területén — az előzőekben ismertetett okok következtében — helyenként problematikus, s így a legfelső 0,5 vagy 1,0 m-es mélységköz, melyből kémiai elemzés készült, nem minden esetben esik pontosan egybe a bauxitösszlet tetejével.

Elkészítettük a szennyező elemek — a CaO, MgO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, SO<sub>3</sub><sup>2-</sup> átlagát bemutató térképeket is, természetesen kevesebb adat felhasználásával, hiszen nem minden fúrás anyagából készítettek elemzést ezekre az elemekre.

A bauxitok minőségének jellemzésére legelterjedtebben az Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub> arány, a modulus (M) használatos. E két fő elem egymáshoz viszonyított mennyiségéből jó megközelítéssel kiszámítható a szilíciumhoz kapcsolódó „kötött”, illetve a „szabad” alumínium aránya, amely az adott mintában levő agyag-ásvány/bauxitásvány arányról nyújt felvilágosítást. A bauxitösszlet modulusának átlagát a 2. ábra mutatja be. Az iparban használatos és a térképeken ábrázolt kategóriák BÁRDOSY Gy. által javasolt nevezéktana, valamint a bauxitásványokhoz kötött alumíniumnak a mintában levő összes alumíniumhoz viszonyított mennyisége a következő:

M ≥ 10	— bauxit	— 91,5%
M 10—4	— bauxit	— 91,5—78,7%
M 4—2,6	— agyagos bauxit	— 78,7—67,3%
M 2,6—1,14	— agyagos bauxit	— 67,3—25,4%
M 1,14—0,85	— bauxitos agyag	— 25,4—0%
M < 0,85	— agyag	

A bauxitoknak alumoszilikátok fokozatos deszilifikálódásával történő képződését feltételezve, a sziallitos és az allitos ásványokhoz kötött alumínium arányából felvilágosítást kaphatunk a bauxitosodási folyamat előrehaladottságára. Ezért olyan térképeket készítettünk a fenti kategóriákról, amelyek adott ponton, azaz fúrási szelvényben a bauxitösszletnek az adott kategóriába tartozó szakaszainak összvastagságát ábrázolják, illetve bemutatják, hogy az összlet hány százalékka tartozik az adott kategóriába (3—10. ábra). A bauxitosodási folyamatok lefolyására jellemző, hogy a felhalmozódás, illetve átalakulás folyamatosan vagy szakaszokban történt-e. Ezért megvizsgáltuk azt is, hogy az egyes kategóriák hány egységben jelennek meg a bauxitösszletben.

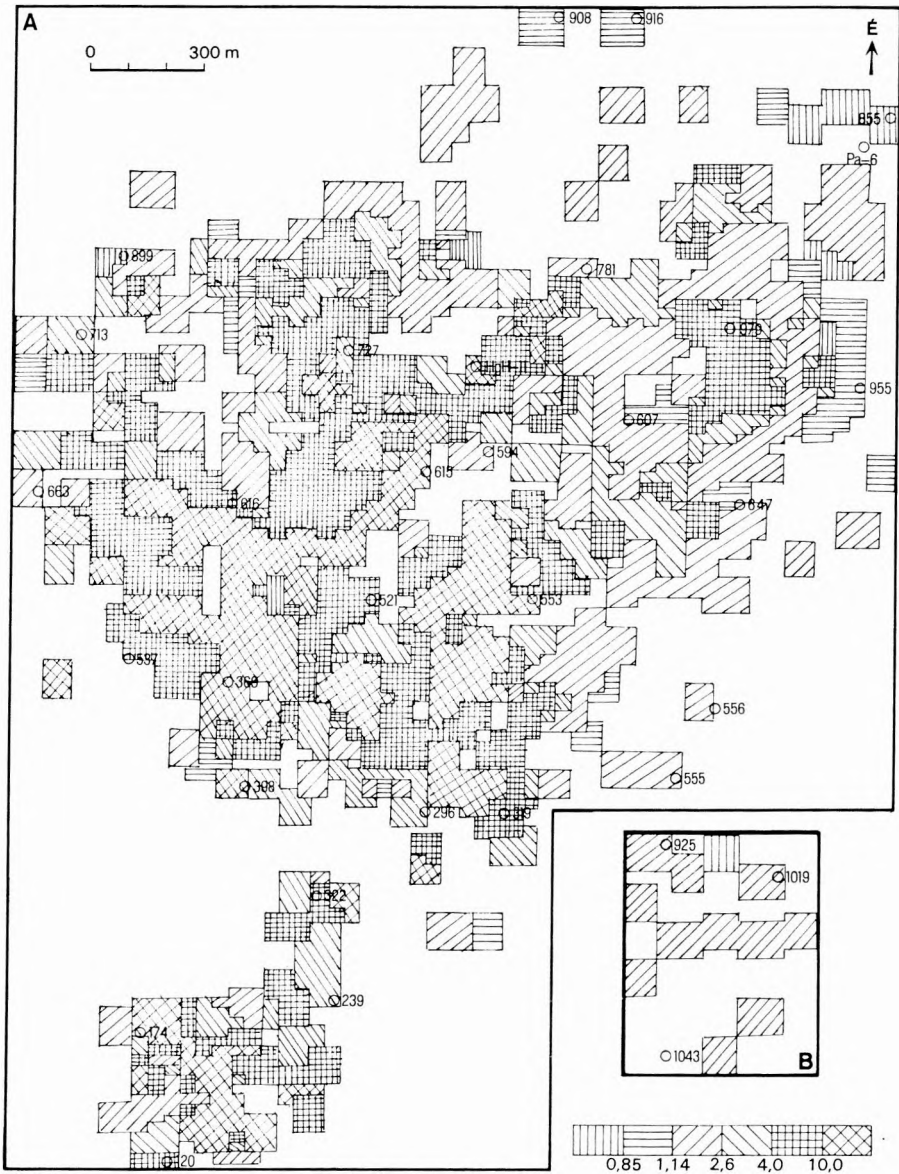
A bauxitosodási folyamat előrehaladottságára jellemző kategóriák összesen belüli helyzetét szelvények szerkesztésével tanulmányozhatjuk legkedvezőbbben. Ezért a számítógép segítségével csapás- és erre merőleges szelvényeket is készítettünk.

### Az elkülönülő területegységek jellemzése

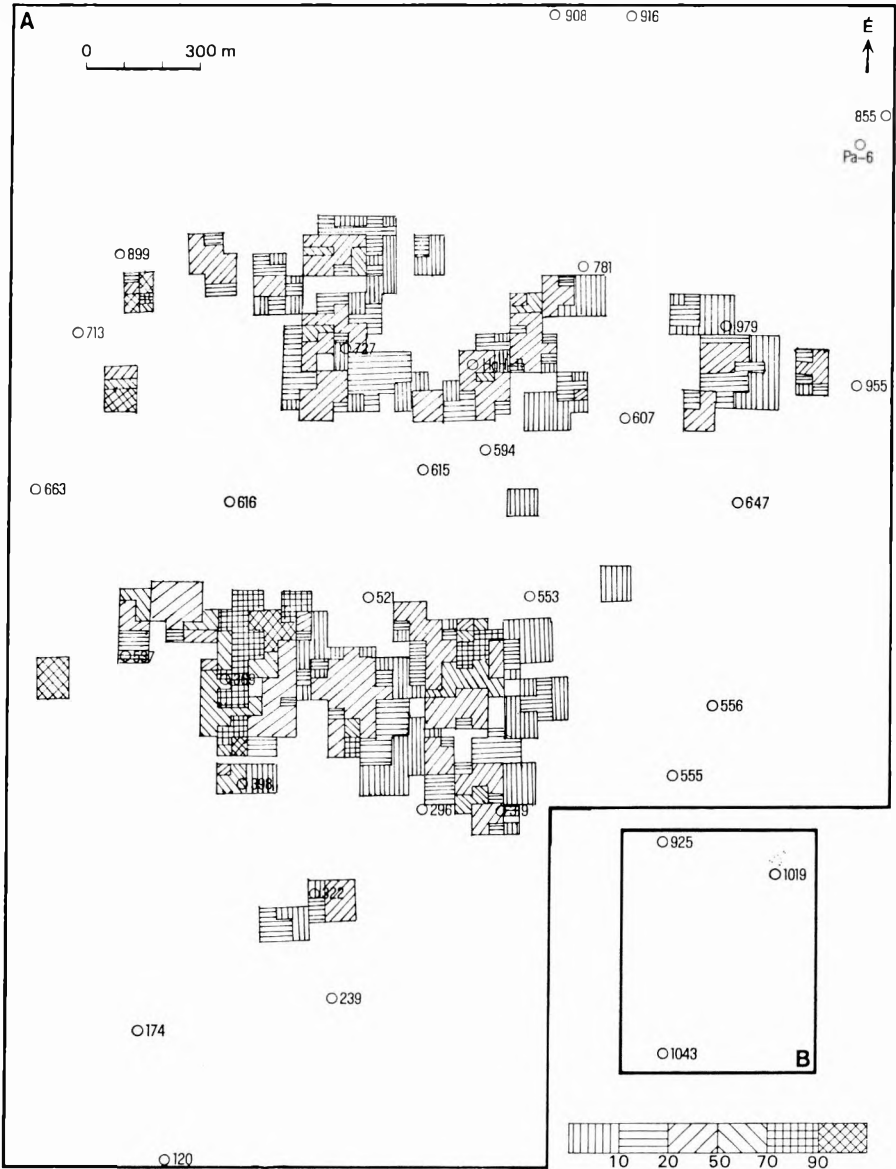
A térképek és szelvények alapján a vizsgált területen négy — aközépső, a D-i, az ÉNy-i és az ÉK-i — területrész különül el. Az egyes területrészek jellegei röviden a következőkben foglalhatók össze.

#### 1. Középső területrész

E területrészre esik a maximális bauxitvastagság, amely a nyugati részen a Fődolomit Formációtól a Dachsteini Mész-kőből és az átmeneti rétegekből álló egységet elválasztó törésvonal mentén illetve azzal közel párhuzamosan kialakult ÉK—DNy-i irányú többsorhoz kapcsolódik. A közöttük levő sávban, valamint a K-i részen a bauxitvastagság kisebb. Ahol a legnagyobb a



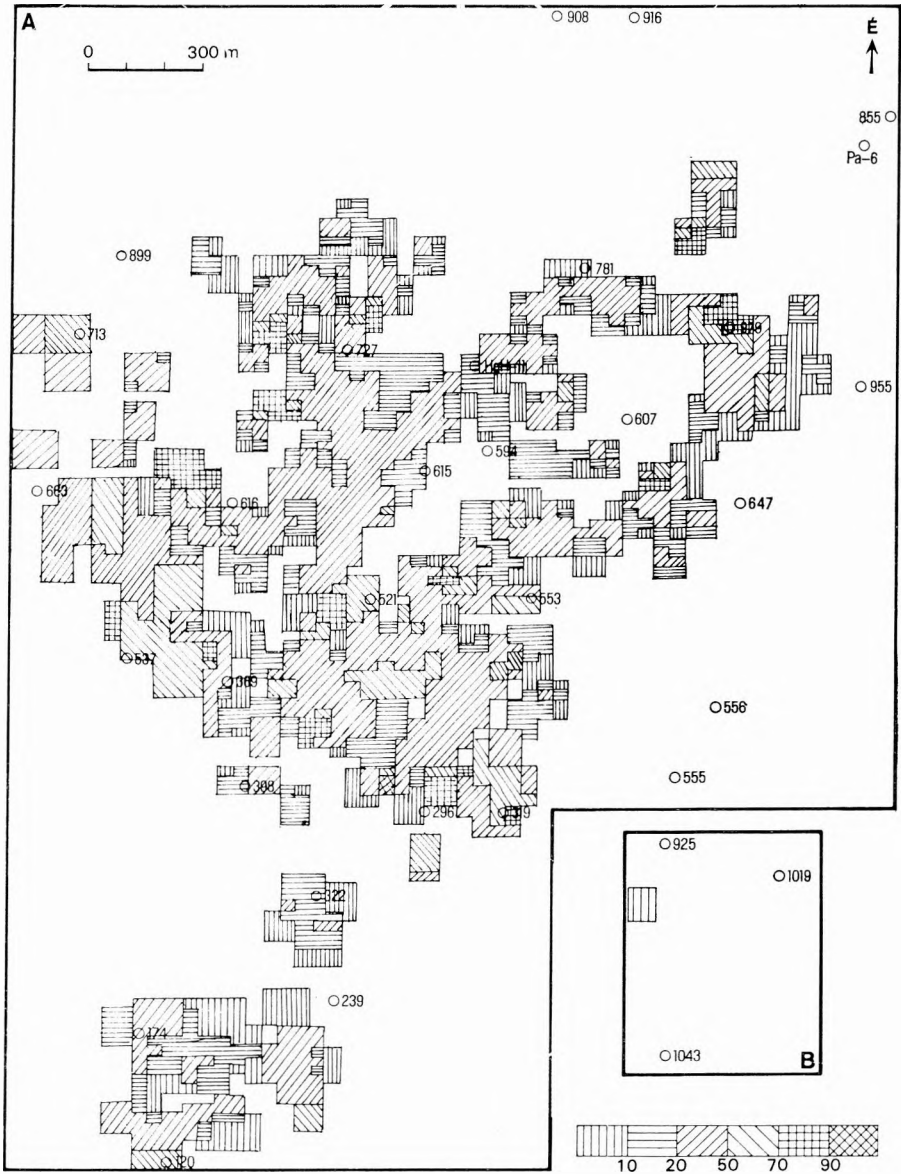
2. ábra. A bauxitösszetétel modulusának ( $M = \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ ) átlaga  
 Fig. 2. Average modulus of the bauxite complex ( $M = \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ )



3. ábra. A bauxitösszletben előforduló >10 modulusú szakaszok összvastagságának és a bauxitösszlet vastagságának aránya (%)

Fig. 3. The per cent proportion between the sum of thicknesses of bauxite beds of modulus over 10 and the total thickness of the bauxite complex

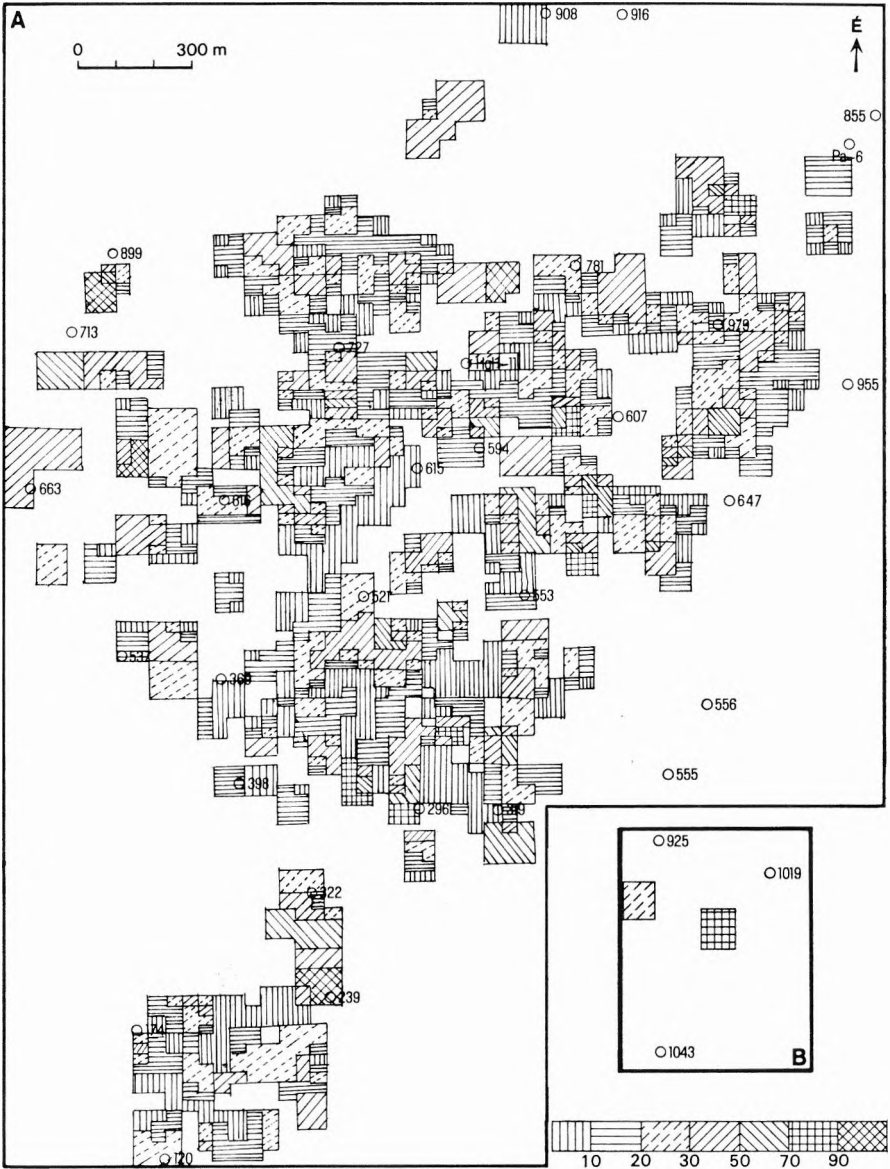




1. ábra. A 10–4 modulusú szakaszok összvastagságának és az összetétel vastagságának aránya (%)

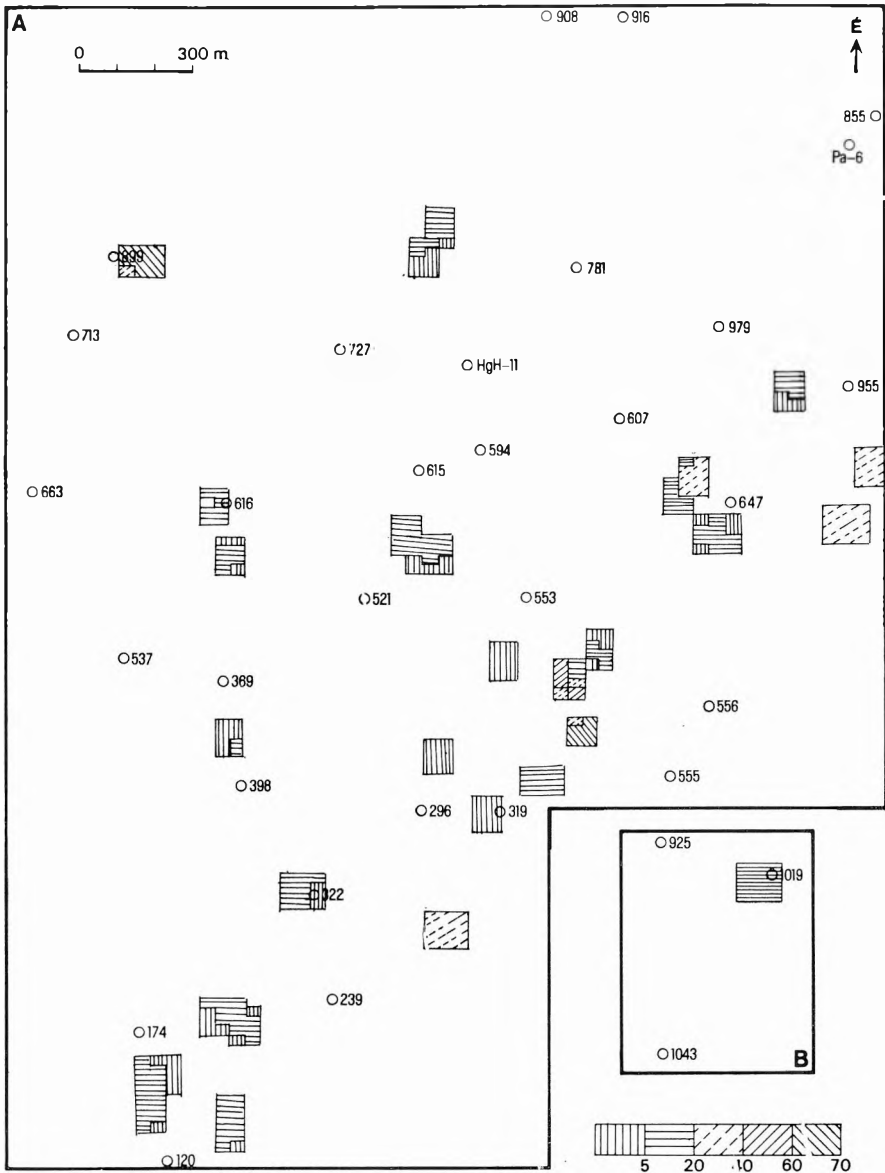
Fig. 1. The per cent proportion between the sum of thicknesses of the 10-to-4-modulus beds and the total thickness of the complex





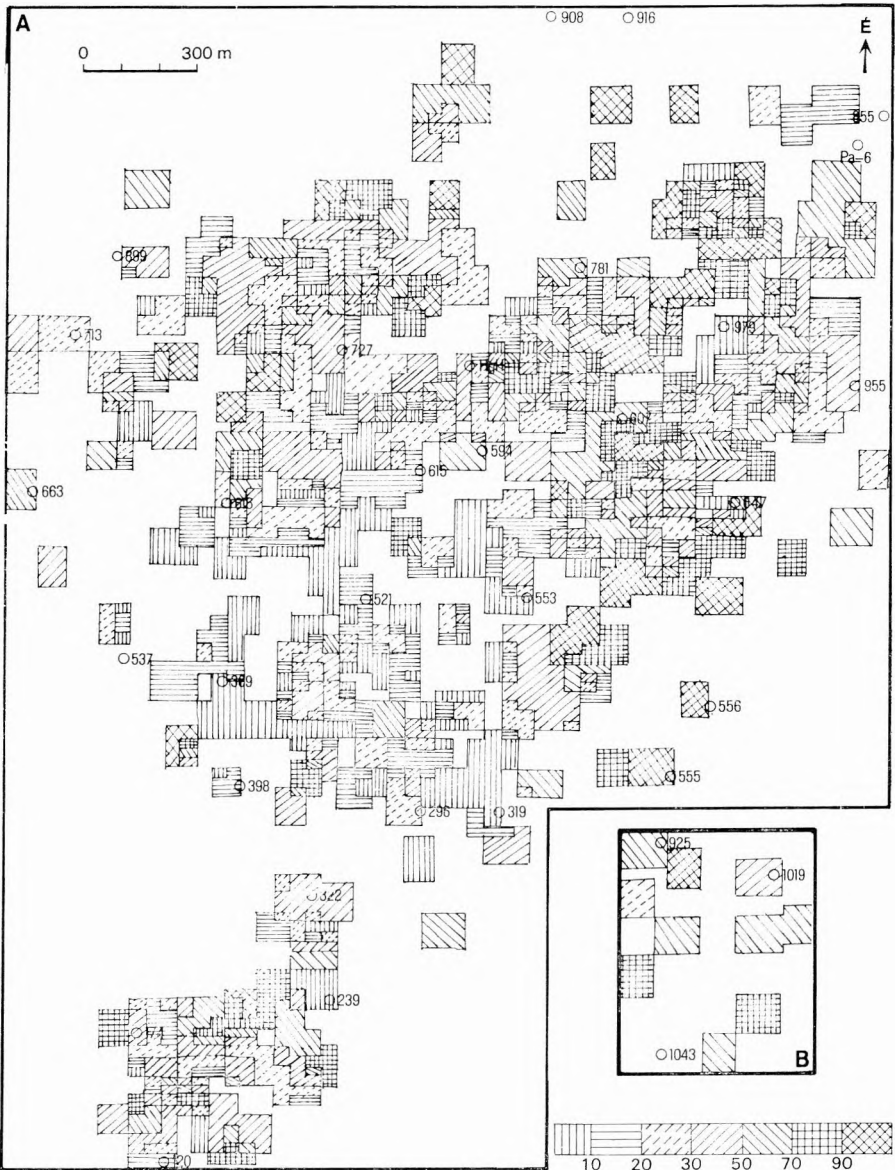
5. ábra. A 4–2,6 modulusú szakaszok összvastagságának és az összlet vastagságának aránya (%)

Fig. 5. The per cent proportion between the sum of thicknesses of the 4.0-to-2.6-modulus beds and the total thickness of the complex



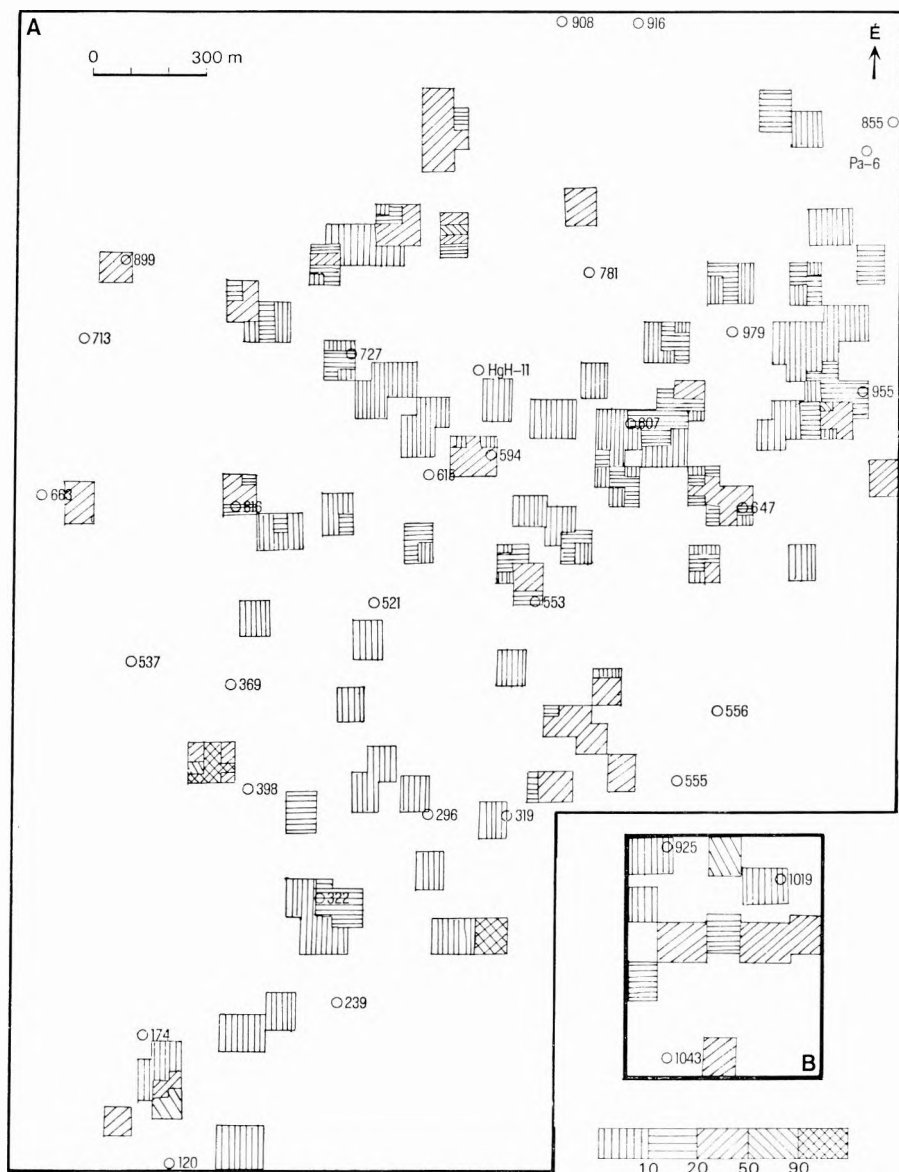
6. ábra. A 2,6–1,14 modulusú és  $\text{SiO}_2 > 30,6\%$ -os szakaszok összvastagságának és az összlet vastagságának aránya (%)

Fig. 6. The per cent proportion between the sum of thicknesses of beds of modulus 2.6–1.14 with  $\text{SiO}_2$  over 30.6% and the total thickness of the complex



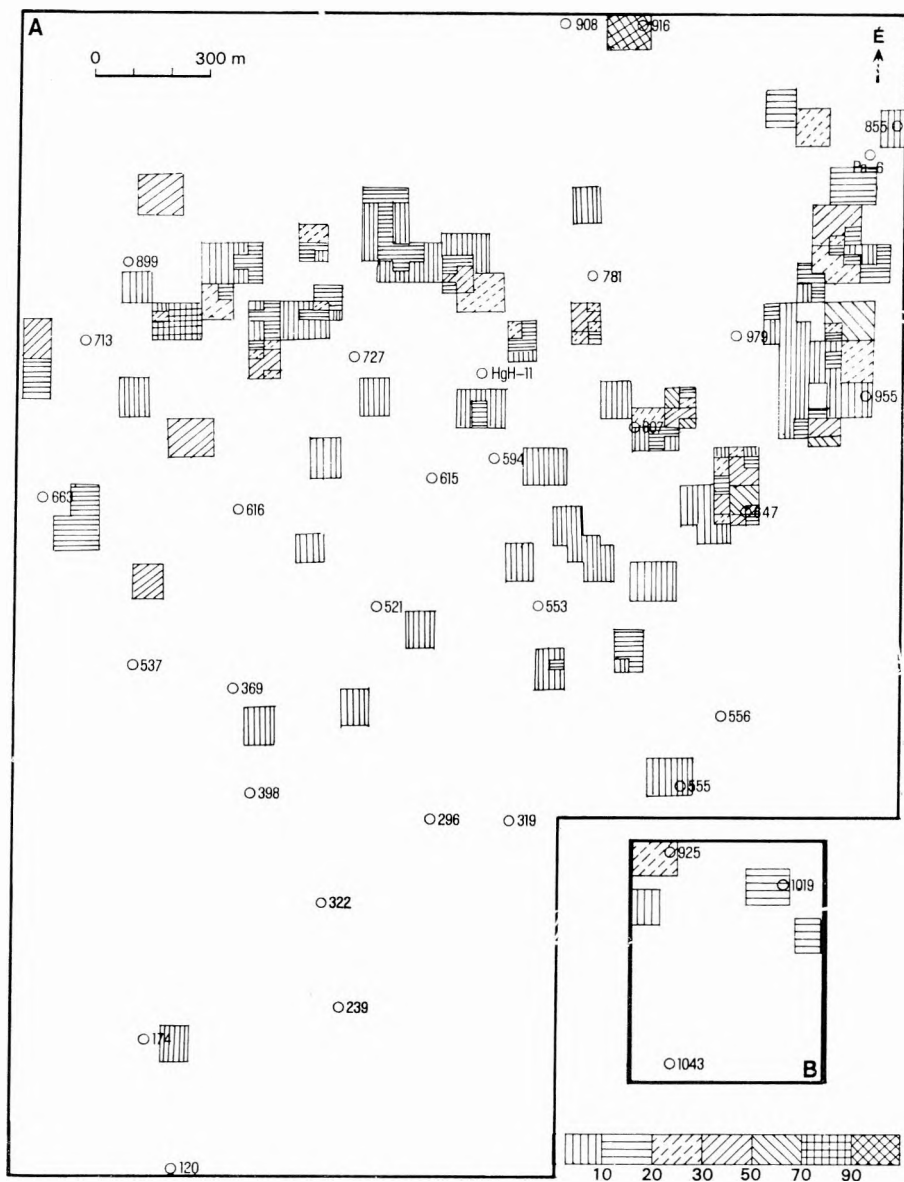
7. ábra. A 2,6–1,14 modulusú és  $\text{SiO}_2 < 30,6\%$ -os szakaszok összvastagságának és az összet. vastagságának aránya (%)

Fig. 7. The per cent proportion between the sum of thicknesses of modulus 2.6–1.14 with  $\text{SiO}_2$  under 30.6% and the total thickness of the complex



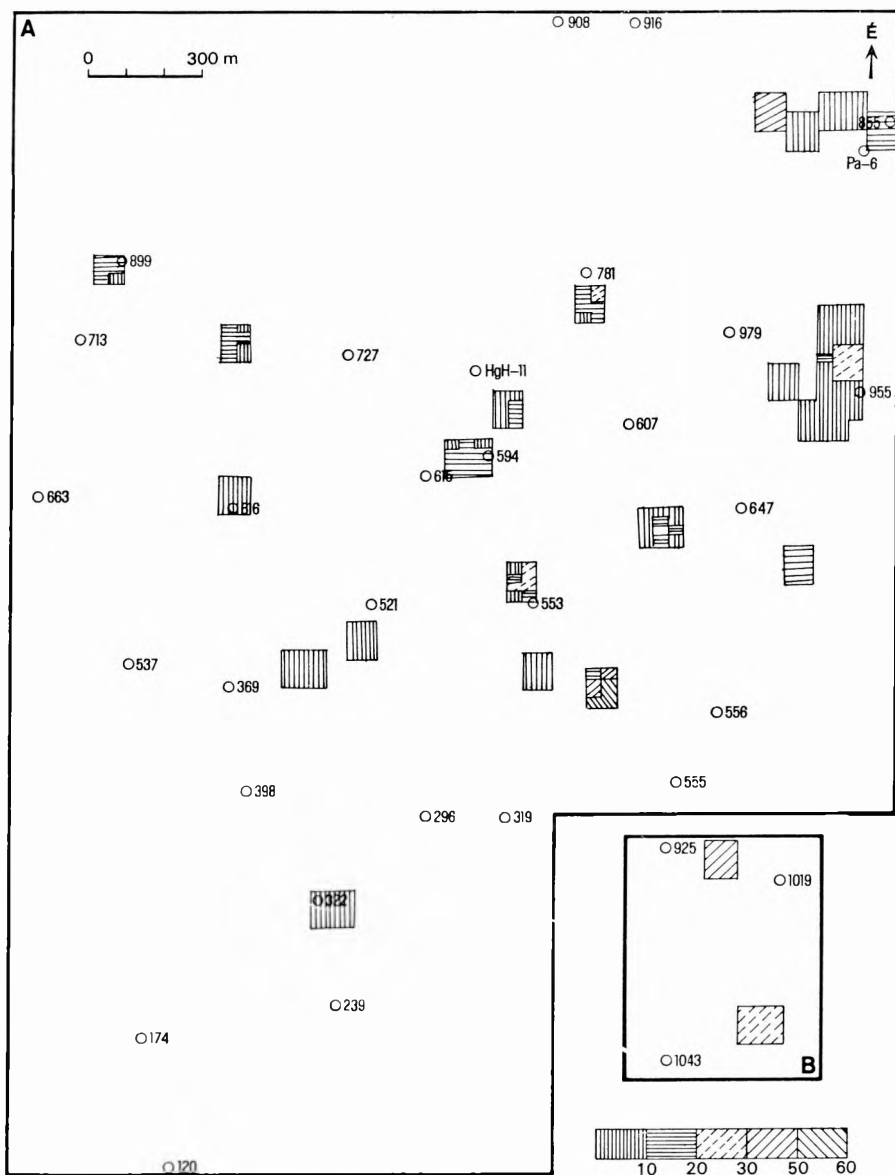
8. ábra. Az 1,14 – 0,85 modulusú és  $\text{SiO}_2 < 30,6\%$ -os szakaszok összvastagságának és az összlet vastagságának aránya (%)

Fig. 8. The per cent proportion between the sum of thicknesses of beds of modulus 1.14 – 0.85 with  $\text{SiO}_2$  under 30.6% and the total thickness of the complex



9. ábra. Az 1,14–0,85 modulusú és  $\text{SiO}_2 > 30,6\%$ -os szakaszok összvastagságának és az összlet vastagságának aránya (%)

Fig. 9. The per cent proportion between the sum of thicknesses of beds of modulus 1.14–0.85 with  $\text{SiO}_2$  over 30.6% and the total thickness of the bauxite complex



10. ábra. A < 0,85 modulusú és SiO<sub>2</sub> > 30,6%-os szakaszok összvastagságának és az összlet vastagságának aránya (%)

Fig. 10. The per cent proportion between the sum of thicknesses of beds of modulus under 0.85 with SiO<sub>2</sub> over 30.6% and the total thickness of the bauxite complex

vastagság, ott az  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -tartalom átlaga is a maximális értéket éri el ( $>60\%$ , illetve  $50-60\%$ ), a  $\bar{K}$ -i részen valamivel kevesebb ( $40-50\%$ ). Ezzel párhuzamosan a  $\text{SiO}_2$ -átlag a minimális,  $<10\%$ , illetve  $10-20\%$  közé esik. Az  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -tartalom átlaga  $20-30\%$  közötti, a  $\text{TiO}_2$ -átlag is magasabb, mint a többi területrészen, átlagosan  $1,5-2,5\%$  közötti érték. Az izzítási veszteség átlaga alacsony,  $10-15\%$ .

A bauxit két legjelentősebb elemének aránya is természetesen e területen a legnagyobb, a modulus uralkodóan  $>10$ , illetve  $10-4$  közötti. Igen jelentős a bauxitösszlet azon részeinek összvastagsága, illetve annak a bauxitösszlet vastagságához viszonyított %-os mennyisége, amelyekben az összes alumíniumtartalom több mint  $91\%$ -a, illetve  $91-79\%$ -a kötődik bauxitászványhoz ( $M > 10$ : illetve  $10-4$ ).

Kevesébc jelentős a  $79-67\%$ -os kategória ( $M = 4-2.6$ ). A bauxitászványt a legmagasabb arányban tartalmazó szakaszok az összletben általában egy, a többi szakaszok általában két, ritkábban több szintben fordulnak elő.

Az alumíniumtartalom  $67-25\%$ -át bauxitászványhoz kötődve tartalmazó szakaszok ( $M = 2,6-1,14$ ) a vizsgált terület egészén előfordulnak, e területen a nagyobb összletvastagság miatt nagyobb abszolút értékben, az összlet összvastagságához viszonyítva azonban mennyiségük nem jelentős, s változó egységszámban jelennek meg.

Az alumíniumtartalom kevesebb mint  $25\%$ -át bauxitászványhoz kötve tartalmazó, illetve bauxitászványt nem tartalmazó szakaszok ( $M = 1,14-0,85$ , illetve  $<0,85$ ) a területen csak szórványosan, kis vastagságban fordulnak elő, s általában egy egységben jelennek meg.

## 2. D-i területrészt

A területrészen a bauxitösszlet jelentős vastagságú. Az  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -tartalom átlaga  $50-60\%$ , illetve  $40-50\%$ , a  $\text{SiO}_2$  átlaga a középső területrészen jelentőznél helyenként magasabb,  $10-20\%$ , illetve  $20-30\%$  közé esik. A  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$  és az izzítási veszteség átlaga megegyezik a középső területrészen jelentkező értékekkel.

A modulus átlaga itt is uralkodóan  $>10$ , illetve  $10-4$  közé esik. Az alumíniumtartalom több mint  $91\%$ -át bauxitászványhoz kötve tartalmazó rétegek összvastagsága kisebb, mint a középső területrészen, a bauxitösszlet összvastagságához viszonyított mennyisége viszont hasonló, s e szakaszok általában egy szintben összefüggően jelennek meg.

A középső területrészt részhez viszonyítva jelentősen kisebb a  $91-79\%$ -os kategória összvastagsága és az összlethez viszonyított mennyisége, s e rétegek általában három szintben jelennek meg. A  $79-67\%$ -os kategória viszont a középső területrészt részhez hasonlóan alakul.

Az alumíniumtartalom  $67-25\%$ -át bauxitászványhoz kötve tartalmazó rétegek összvastagsága kisebb, mint a középső területrészen, az összvastagságához viszonyított mennyiségük hasonló, s itt is több szintben jelennek meg. Az alumíniumtartalom kevesebb mint  $25\%$ -át bauxitászványhoz kötve tartalmazó, illetve bauxitászványt nem tartalmazó rétegek rendkívül ritkán, minimális összvastagságban, egy egységben jelennek meg a területen.

### 3. ÉNy-i területrészc

A területrészen a bauxitösszlet vastagsága kicsi, a 10 m-t csak egyetlen esetben éri el. Az  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -tartalom átlaga 30–40%, illetve 20–30% közé esik. A  $\text{SiO}_2$  átlaga a déli területrészhöz hasonlóan alakul, 10–20% és 20–30% közötti érték. A  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  és a  $\text{TiO}_2$  átlagai alacsonyabbak, mint az előzőekben tárgyalt területrészekben, előbbi uralkodóan 10–20% közé esik, és 10% alatti érték kizárólag itt fordul elő. A  $\text{TiO}_2$ -átlag 0,5–1,5%. Az izzítási veszteség átlaga igen változatos, magas érték, uralkodóan 20–35% közé esik, sőt 35% fölötti érték is előfordul. A CaO átlagos mennyisége is látszólag ezen a területen a legmagasabb, de valószínűleg ennek oka abban keresendő, hogy a karbonátos szennyeződés itt kis szemcsenagyságú és makroszkóposan nem választható szét a bauxitos kőzetektől, s ezért bennmaradt az elemzésre kerülő anyagban.

Figyelemre méltó a modulus átlagának alakulása a területen. >10 modulus-átlag a terület kb. 20%-án, 10–4 közötti pedig kb. 60%-án jellemző, jelentős a 4–2,6 értékű, kevésbé a 2,6–1,14 átlag értékű terület.

A területen az alumíniumtartalom több mint 91%-át bauxitásványokhoz kötve tartalmazó rétegek a bauxitösszlet jelentős százalékát, igen gyakran több mint 90%-át alkotják, bár összvastagságuk természetesen nem túl nagy érték. E kőzetek általában két egységben jelennek meg. Hasonlóan alakulnak a 91–79%-os kategória, valamint a 79–67%-os kategória jellegei is, s általában egy egységben való előfordulásuk jellemző. Az alumíniumtartalom 67–25%-át bauxitásványhoz kötődve tartalmazó szakaszok összvastagsága általában igen kicsi, a bauxitösszlet vastagságához viszonyítva azonban nem jelentéktelen, s egy szintben fordulnak elő. A <25%-os kategória általános elterjedésű a területen, összvastagsága igen csekély, s leggyakrabban a bauxitösszlet 10–20%-át, illetve kevesebb, mint 10%-át képviseli. Uralkodóan egy, helyenként két egységben jelenik meg. A bauxitásványt nem tartalmazó rétegek általában kicsi, helyenként azonban jelentős összvastagságban jelennek meg a területrészen.

### 4. ÉK-i területrészc

A területrészen a bauxitösszlet vastagsága változó, általában kicsi, néhány fúrásban azonban igen jelentős. Az  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -tartalom átlaga általában 30–40, illetve 20–30% közé esik. A  $\text{SiO}_2$ -tartalom átlaga magas, 20–30, illetve 30–40%. A  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ - és a  $\text{TiO}_2$ -átlag az ÉNy-i területrészhöz hasonlóan alacsony. Az izzítási veszteség a középső és a D-i területrészhöz mutat hasonlóságot, uralkodóan 10–15, illetve 15–20%. A modulus átlaga alacsony, uralkodóan 2,6–1,14, gyakori az 1,14–0,85 közötti érték is. Magasabb értékek csak néhány, nagyobb bauxitösszlet-vastagsággal jelentkező fúrásban fordulnak elő, s maximummal 10–4 közé esnek.

Az alumíniumtartalom több mint 91%-át bauxitásványhoz kötve tartalmazó kőzetek csak néhány, nagyobb összvastagságú fúrásban fordulnak elő, az összvastagság igen kis hányadát alkotva (<10%). A 91–78%-os kategória a nagyobb összvastagságú rétegsorokban nagyobb, egyébként kisebb vastagságban jelentkezik, általában két egységben az összvastagság 50%-át alkotva, s elterjedése természetesen nem túl gyakori. A 78–67%-os kategória uralkodóan 1–3 m-es összvastagságban, az összlet 10–20%-át alkotva jelenik meg. Igen jelentős a 78–25%-os kategória, vastagságát és összvastagsághoz viszonyított mennyiségét tekintve is. Elterjedési területe felén egy, másik felén



két-három egységben jelenik meg. Általános elterjedésű a 25–0%-os kategória. Vastagsága uralkodóan 2–5 m közé esik, az öszvastagsághoz viszonyított mennyisége is jelentős, s uralkodóan két, helyenként három, illetve négy egységben jelenik meg.

Bauxitásványt nem tartalmazó kőzetek ezen a területrészen általánosan elterjedtek, s helyenként vastagságuk is igen jelentős.

### A Halimbai Bauxit képződési környezete

Az elkülönülő területegységek elemzéséből kiindulva egyéb vizsgálataink eredményeit is felhasználva a Halimbai Bauxit képződési környezete az alábbiak szerint rekonstruálható:

A terület a középső-kréta után kiemelkedett, s változó mértékben lepusztult. A legerőteljesebb lepusztulás a ma észlelhető — eocénnél fiatalabb — nagy horizontális csúszási vonaltól D-re fekvő, a jelen munkában vizsgált terület ment végbe. A csúszási vonallal közel megegyező lefutású egykori törésvonal ÉK-i oldalán tektonikus árok szerkezetben a jura kőzetekre települő, jelentős vastagságú középső-kréta Űrkúti Mészke megőrződött, a DNy-i oldalon viszont a denudáció a felső-triász kőzetekig hatolt. A felszínre került karbonátos kőzeteken, különösen az erre igen alkalmas felső-triász mészköveken jelentős karsztosodás indult meg.

A felső-kréta üledékképződési ciklus létrejöttét eredményező epirogén mozgások megindulásának hatására a szantoniban megindult a szenon üledékgyűjtő D-i pereméhez tartozó ÉK–DNy-i csapásirányú, ÉNy felé enyhén lejtő térszín süllyedése, melynek a jelen munkában vizsgált terület is részét képezte. A mélyebbre került területrészen megkezdődött a továbbra is magasabban fekvő területrészeiről lepusztuló anyag akkumulációja. A lepusztuló kőzetanyag uralkodóan a karsztos térszínen jelentős mennyiségben felhalmozott agyagos kőzetekből állt. A dunántúli-középhegységi szerkezeti egység D-i peremén húzódó paleozoos kőzetekből felépülő sávon képződött és a kedvező klimatikus feltételek hatására lateritesedett kőzetmálladékknak a mélyebben fekvő, uralkodóan karsztosodott mezozoos kőzetekből álló sávra hordódása és ottani allitosodása ugyanis már a középső-kréta előtt megkezdődött. E folyamatsor minden valószínűség szerint hosszú ideig folyt, illetve többször megismétlődött. Ezek a deszilikációs folyamatokon változó mértékben átesett kőzetek a felszínen levő egyéb mezozoos kőzetek törmelékével együtt a terület differenciálódása után a legmélyebben fekvő területrészekre kerültek. Természetesen először a felszínnel kapcsolatban álló, felszín alatti hasadék-üregrendszer töltődött ki. Az üregrendszert kitöltő kőzeteket a vizsgált területen az ÉK-i területrészen tanulmányozhatjuk. A felszín alatt a bauxitosodási folyamatok a kedvezőtlen körülmények között nem folytatódhattak, amit a változó mennyiségű és méretű törmelékanyag roncsolásmentes felszínei is jeleznek. A bekerülő anyag azonban a korábbiakban már változó mértékben átesett deszilikációs folyamatokon, amit a helyenként magas  $Al_2O_3/SiO_2$  arányú kőzetek szabályszerűsége nem mutató előfordulása jelez.

A felszín alatti üregrendszer kitöltődése után a mélyebb területrészeire hordódó anyag már a felszínen rakódott le, s itt a kedvező oxidációs körülmények között további bauxitosodási folyamatokon esett át, amit a különböző mértékben bauxitosodott kőzetek szabályszerű eloszlása jelez. Az e folyamatok vég-

eredményeként képződött bauxit és bauxitjellegű kőzetek minősége szempontjából rendkívül jelentős szerepe volt annak, hogy a vizes közegben szállítódott és a csapadék hatására is többször átnedvesedett anyag kiszáradásáig mennyi idő állt rendelkezésre az átalakulási folyamatok lejátszódására. A legmagasabb  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  arányú, vagyis a legerősebben deszilifikálódott, kimosódott kőzetek a vizsgált területen az ÉNy-i területrészen és a középső és D-i terület legnagyobb vastagságú sávjaiban fordulnak elő. Ugyanitt — elsősorban ÉNy—Ny-on — magas a kőzeteknek (a karbonátos szennyeződés mértéke szerint korrigált) kötöttvíz-tartalma is. A középső és a D-i területrészen a kisvastagságú összletekben a bauxitásvány/agyagásvány arány jóval kisebb, s a rétegsorok változékonyabbak. A  $\text{SiO}_2$ -kimosódás és eltávozás mértékében tapasztalható ilyen jelentős különbség az egymás melletti, s vastagságukban igen különböző rétegsorokban jelentős részben a kiindulási kőzet reakcióképes, tehát nedves állapotban maradásának eltérő idejével magyarázható. A nagyobb vastagságú rétegsorokban az egyes  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  arány szerint elkülönített szakaszok kisebb egység számban jelennek meg, mint a kisebb vastagságú összletekben. Ez arra utalhat, hogy az előzőekben hosszabb ideig állottak fenn azonos feltételek, az utóbbiakban viszont rövidebb ideig, de többször ismétlődve. A különbséget magyarázó másik ok az lehetett, hogy a mélyebb töbrökben a kioldódott  $\text{SiO}_2$  eltávozása az oldalirányú szállítási lehetőség miatt könnyebben megtörténhetett, mint a kisebb oldalfelületű kismélységű töbrökben, melyekben elsősorban lefelé történhetett elszállítódás.

Az ÉNy-i területrész magas kimosottságát a süllyedési ciklus kezdetén fennállt optimális térszíni helyzete indokolja (kevésbé a talajvíz szintje fölött volt a terület).

Az üledékgyűjtő fokozatos süllyedése következtében a legmélyebben fekvő Ny-i sáv már a felső-szantoniban tartósan a talajvízszint alá került, s ott megkezdődött az Ajkai Formáció kőzeteinek képződése. A süllyedés következtében a Halimbai Bauxit képződési területének Ny-i sávjában igen hamar megszűntek a bauxitképződési feltételek, az idekerülő anyag tovább már nem deszilifikálódott, s a területrészen a Csehbányai Formáció agyagos—törmelék kőzetei képződtek. A magasabban fekvő területrészek tovább folyt a Halimbai Bauxit felhalmozódása és képződése, azonban a középső területrész legnagyobb mélységű töbreinek alja is valószínűleg a talajvízszint alatt lehetett, s innen nem történhetett meg tökéletesen a  $\text{SiO}_2$  elszállítódása, ezért jelentkezik a legnagyobb vastagságú rétegsorok alján alacsonyabb  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  arány.

A terület további folyamatos süllyedését kisebb oszcillációk tarkították, amit a bauxitösszletbe beekelődő szenes rétegek jeleznek. E süllyedés eredményeképpen az alsó-kampániban a terület egésze fokozatosan alkalmatlanná vált a bauxitosodási folyamatok lejátszódására; a tavi, majd édesvízi mocsári környezet részévé lett.

A felső-krétát követő kiemelkedés során a szenon képződmények nagyrésze lepusztult. A vizsgált területen a Halimbai Bauxit a kialakult ÉÉNy-i dőlésviszonyoknak megfelelően ÉK-en jelentős lepusztulást szenvedett, a középső területrészen észlelhető tendenciák egykori folytatását csak néhány fúrás jelzi. A D-i területrészen a bauxitösszlet jelentős vastagságban megőrződött, bár a denudáció mértéke itt is igen jelentős lehetett, eredetileg ugyanis e területrészen a középső részt meghaladó vastagságú összlet települhetett nagyobb területen, hiszen a megmaradt rétegek felépítése a szelvények alapján az igen nagy vastagságú rétegsorokra jellemző bélyegeket mutatja.

Az eocén ciklus kezdetéhez kapcsolódó bauxitosodás a vizsgált területen nem mutatható ki, csupán kismértékű anyagátmozgatódás nyoma észlelhető helyenként.

### Összefoglalás

A Halimbai Bauxit Formáció fekjét a halimbai „főtelep” Ny-i részén a „Fődolomit” Formáció, K-i részén uralkodóan mészkő, alárendelten dolomit kőzetek alkotják, amelyek a Kardosréti Mészkő, Dachsteini Mészkő, illetve a „Fődolomit” Formáció felé átmenetet képviselő egységekbe sorolhatók. Az átmeneti egység közel 100 m vastagságú szakaszát karsztos üregrendszer járja át, melyet a Halimbai Bauxit legkorábban felhalmozódott és a felszín alatti kedvezőtlen viszonyok következtében kevésbé bauxitosodott és nagymennyiségű mezozoós kőzettörmelékkel tartalmazó kőzetei töltenek ki. A felső-triász rétegsor e szakasza az eocén előtti denudáció következtében a délviszonyoknak megfelelően ÉK-en és valószínűleg DNy-on is a triász felszínre, illetve annak közelébe került. A Halimbai Bauxit akkumulációja a felső-kréta üledékciklus létrejöttét eredményező sülyyedési fázis kezdeti szakaszához kapcsolódik. A szantoniban üledékgyűjtővé vált, ÉNy felé enyhén lejtő területre a magasabban fekvő háttérületekről különböző mértékben allitosodott szialitok hordódtak át, s a felszín alatti üregrendszer kitöltődése után a felszíni mélyedésekben felhalmozódva további bauxitosodási folyamatokon esnek át. E folyamatok előrehaladottságáról jó felvilágosítást nyújt a kőzetek bauxitásvány/agyagásvány aránya, melyre a kémiai összetételből következtetünk, s számítógép segítségével vizsgáltunk. Vizsgálataink alapján a főtelepben négy terület-részt különítettünk el. ÉK-en az egykori felszín alatti üregrendszert kitöltő kőzetek képviselik a Formációt. A középső és a D-i területrészt jellegei optimális felhalmozódásra és bauxitosodási körülményekre utalnak, s a D-i rész elkülönülése csupán denudációs okokra vezethető vissza. A Formáció kiékelődési sávját képviseli a Ny—ÉNy-i területrészt — amelyen csupán rövid ideig állottak fenn a bauxitképződéshez igen kedvező feltételek —, hamarosan alkalmatlanná vált deszilifikációs folyamatok lejátszódására, s a pelites törmelékes üledékképződéssel a Csehbányai Formáció kőzetei képződtek. A Halimbai Formáció ÉK—DNy-i irányú kifejlődési sávjától Ny-ra eső területek igen korán tartósan a talajvízszint alá kerültek, s itt az Ajkai Kőszén Formáció kőzeteinek képződése folyt. A kisebb oszcillációkkal tarkított sülyyedés következtében fokozatosan az egész területen megszűnt a Halimbai Bauxit képződése s az alsó-kampaniban édesvízi, majd mocsári környezet vált uralkodóvá.

Az eddigi munka legjelentősebb eredményének a felső-kréta üledékképződési ciklus kezdetén az egykori üledékgyűjtő D-i peremén kialakult bauxitképződésre alkalmas sáv körvonalazódását tartjuk, melynek a halimbai főtelep a jelenleg ismert legjelentősebb előfordulása. A telep elterjedési határvonalai É-on nekifutnak egy kb. 2 km-es elcsúszást eredményező, eocénnél fiatalabb tektonikai vonalnak. A csúszási vonal túloldalán a sáv DK felé eltolódik, s a felső-kréta ősföldrajzi rekonstrukciója alapján durván 10 km-es hosszúságban folytatódik. E területen a Halimbai Bauxit meglétét több indikáció jelzi. A halimbai főtelep É-i részén jelentkező gyengébb minőség a vizsgálatok alapján az egykori karsztos felszínen felhalmozódott és erőteljesen bauxitosodott kőzetek eocén előtti lepusztulásának és a felszín alatti karsztos

üregrendszer kitöltőanyaga felszínre kerülésének eredménye, tehát nem a Halimbai Bauxit É felé történő minőségromlását jelzi.

Ezért rendkívül jelentősnek tartjuk és javasoljuk e sáv prognosztikus területként való számontartását és további kutatását.

### IRODALOM

- BARNABÁS K. 1950: Jelentés az 1950. évben Magyarországon a halimbai cseresi bauxit-elforduláson végzett kutatómunkálatok és készletbecslések eredményeiről. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- BÁRDOSSY Gy. 1961: A magyar bauxit geokémiai vizsgálata. — Földt. Int. Alk. Kiadv.
- BÁRDOSSY Gy. 1977: Karsztbauxitok. — Akad. Kiadó, Budapest.
- BKV Földtani Kamerális Osztály: 1966: Jelentés a Halimba V. településen végzett kutatómunkálatok és készletszámítás eredményeiről. — BKV Irattár, kézirat.
- CSÁSZÁR G. — HAAS J. — JOCHÁNÉ EDELENYI E. 1978: A Dunántúli-középhegység bauxit-földtani térképe a kainozóos képződmények elhagyásával. 1:100 000. — Földt. Int. kiadv.
- ERDÉLYI M. 1961: Jelentés a Halimba IV. bauxitelforduláson végzett kutatómunkálatok és készletszámítás eredményeiről. — BKV Irattár, kézirat.
- ERDÉLYI M. 1965: Geological studies in the Halimba basin. — Acta Geol. 9.
- HAAS J. — J. EDELENYI E. 1979: A dunántúli-középhegységi felsőkréta üledékciklus ősföldrajzi elemzése. — Földt. Int. Évi Jel. 1977-ről.
- J. EDELENYI E. 1976: Előzetes jelentés a Padragkút Pa-6. sz. szerkezetkutató fúrás földtani eredményéről és javaslat a feltárt bauxittípusú anyag továbbkutatására. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- J. EDELENYI E. 1979: Jelentés a Halimbai Bauxit számítógépes vizsgálatáról. — Földt. Int. Adattár, kézirat.
- MÉSZÁROS J. 1976: A Bakony hegység földtani térképe. 20 000-es sorozat. Padragkút. — Földt. Int. kiadv.
- SZANTNER F. — ERDÉLYI M. 1960: Jelentés a Halimba III. bauxitelforduláson végzett kutatómunkálatok és készletszámítás eredményeiről. — BKV Irattár, kézirat.
- VIRÁGH K. 1954: Jelentés a Halimba Devecseri úti bauxitelforduláson végzett kutatómunkálatok és készletszámítás eredményeiről. — BKV Irattár, kézirat.

## THE BAUXITE DEPOSITS OF HALIMBA IN THE LIGHT OF A COMPUTERIZED DATA PROCESSING

by  
E. JOCHA-EDELENYI

The Halimba Bauxite Formation in the western sector of the "main deposit" zone of Halimba is underlain by the "Hauptdolomit" Formation. To the east, in turn, the bottom wall is mainly formed of limestones and, subordinately, dolomites, i.e. rock units forming transitions to the Kardosrét Limestone, Dachsteinkalk and "Hauptdolomit" Formation. An interval ranging up to a thickness of 100 m of this transitional unit is traversed by karstic caverns. In this karstic zone the cavity-filling materials constitute the earliest and, owing to subsurface conditions then unfavourable to bauxitization, less bauxitized rocks of the Halimba Bauxite Formation containing here much detritus of Mesozoic origin. In the northeast and, as presumable upon dipping conditions, also in the southwest the Upper Triassic sequence became temporarily unco-

vered completely or nearly, due to the pre-Eocene process of denudation. The accumulation of the Halimba Bauxite correlates with the initial period of basin subsidence that resulted in the late Cretaceous cyclic deposition. Into the slightly NW dipping region which became a sedimentary basin in Santonian time, siallites of varied extent of allitization were transported from the higher-situated ridges. These materials, after having filled the subsurface cavities, were subjected to further stages of the bauxitization process. This is reflected well by the bauxite mineral/clay mineral ratio deduced from chemical composition and examined with the aid of computer. On this very ground a fourfold areal division of the "main deposit zone" is feasible. In the northeast, the Formation is represented by pore-filling materials of the cavity system formed under the one-time land surface. As for the middle and southern areas, their relevant features testify to optimum circumstances of accumulation and bauxitization, and the southern zone can only be separated upon unlike conditions of denudation. In the west-northwest the Formation pinches out. Very favourable conditions of bauxitization had ruled for a short time in this zone, which soon became unsuited to the processes of desilification, giving space to the pelitic-detrital sedimentation of the Csehbánya Formation instead. Areas situated west of the NE-to-SW oriented Halimba Formation got covered with vadose waters early and permanently, thus the rocks belonging to the Ajka Coal Formation were being accumulated here. In line with the subsidence displaying minor oscillations, the deposition of the Halimba Bauxite gradually ceased all over the region, and during the early Campanian a freshwater swamp environment of deposition became predominant.

As for the most significant result of our work done till now, the outlining of a wider zone of potential bauxitization headed by the appearance of the Halimba "main deposit" can be mentioned. The birth of this mineralization correlates with the initial phase of the late Cretaceous sedimentary cycle. The northward extent of this deposit is cut by an about two-km-long displacement provoked by a pre-Eocene tectonic movement. Beyond this zone of displacement, the zone of bauxitization is stretching away southeastwards in a length of about 10 km, as has been verified upon palaeomorphological reconstruction of the late Cretaceous land conditions. Here the Halimba Bauxite deposit is supposed to be present upon various indications. The northern part of the Halimba Bauxite deposit is somewhat weaker in quality, a fact that be attributed on our examinations to a post-Eocene wearing away of the strongly bauxitized rocks accumulated on the contemporaneous karstic surface, not omitting to mention the parallel rising to surface of the cavity-filling materials accumulated in the karstic system buried previously. Consequently, this is anything but a northward-directed worsening of the mineral deposit.

In conclusion, it is suggested that the study area shall be considered potentially bauxitiferous, worthy of forthcoming exploration in further detail.

#### **Supplement I.** Underlying and overlying beds to the Halimba Bauxite Formation

1. Hauptdolomit, 2. Dachsteinkalk—transitional unit (1–2: Upper Triassic), 3. boundary of the Halimba Bauxite Formation, 4. boundary of the Csehbánya Formation, 5. boundary of the Ajka Coal Formation and 6. isopach of bed thickness of 50 m, 7. boundary of the younger Senonian formations (3–7: Upper Cretaceous). 8. Some relevant boreholes used for computerized examination, 9. borehole supposed to be cut through karstic cavern infilling, 10. horizontal displacement, 11. reverse fault, 12. bottom wall height a. s. l., 13. line of computer-directed profilage, 14. areal division upon computerized data processing, 15. boundary of A and B extracts in Figs. 1–10

## ADATLAPOS FÖLDTANI ANYAGFELDOLGOZÁS

FÖLDESSY JÁNOS\*

A tanulmány egy külföldi példák alapján kidolgozott anyagfeldolgozó módszert ismertet, melyet a recski porfiros rézérc föld alatti fúrásos kutatása során 1977 óta alkalmaznak. Az adatlapon mélységközökre bontva kőzet-tani, ércföldtani, szerkezeti jellegek együttes, párhuzamos rögzítésére van lehetőség. A rögzítés egyezményes (szám-betű kombinációkból álló) kód-rendszerrel történik. Az adatlap méretezése egyben azt is lehetővé teszi, hogy az egymást követő lapok összekapcsolásával mérethelyes 1:200 méret-arányú fúrási földtani szelvényt állítsunk elő.

Az adatlapon történő fúrási észlelések rögzítése az első lépcsőt jelenti a bányaföldtani adatok jövőbeli számítógépes feldolgozásához.

A tanulmány egy része a már megvalósult és a gyakorlatban is sikeresen alkalmazott kísérleti próbálkozásunkat mutatja be. 1977 tavaszán kezdődött a recski mélyszinti rézérc-előfordulás részletes bányabeli kutatása, 200–250 m-es föld alatti magfúrásokkal, évi 15 000–20 000 fm összteljesítménnyel. A recski felszíni földtani kutatások állandóan esökkenő és gyakran cserélődő szakember-gárdáját tekintve e feladat ellátása különös felkészülést és előzetes szervezetséget igényel. Ezek között felsorolhatjuk a magkezelésre bevezetett új konténerszállítási, tárolási rendszert; az anyagvizsgálatok többszörös dokumentálását kiküszöbölő új elemzési nyilvántartást s végül, de nem utolsó sorban az elsődleges földtani anyagfeldolgozás korszerűsítését, illetve az elsődleges adatokat felhasználó értékelések kötött rendszerbe foglalását. Másfél év tapasztalatai már lehetőséget adnak arra, hogy kísérletünket sikeresnek mondhassuk, s a földtani anyagfeldolgozás korszerűsítésére irányuló egyik megoldásként bemutatassuk.

### A jegyzőkönyvi és adatlapon észlelés-rögzítés sajátosságai

Az utóbbi évtizedekben több kísérlet történt a földtani anyagfeldolgozás egységesítésére. Mindmáig ezek egyike sem került mindenütt kötelező érvényű alkalmazásra, csak néhány vállalatnál és intézménynél terjedt el. A fúrások földtani anyagfeldolgozásának egységesített földtani naplóba való leírására van hivatalos előírás, de ez a forma nem egységesíti a földtani tartalom leírásának módját, csupán a mérhető jellegű paramétereket.

\* Országos Érc- és Ásványbányák Rézérc Művei Reesk, Ércbánya.



A földtani észlelések dokumentálásának legelterjedtebb módja ma is a jegyzőkönyvi leírás, azaz a formailag csak kis mértékben kötött, folyamatos szöveggel történő adatrögzítés. Mivel előírások alig szabályozzák a leírást, elkerülhetetlen, hogy a jegyzőkönyvi dokumentáció ne tükrözze a leíró, dokumentáló szubjektivitását. Ez tükröződhet a nomenklatúra alkalmazásában, esetleg nem lényeges tulajdonságok önkényes kidomborításában, más, talán fontosabb jellegek kevésbé részletes leírásában, elhagyásában.

A jegyzőkönyvi adatrögzítésnek vannak olyan tagadhatatlan előnyei, amelyekre az adatlapos módszerek nem képesek. A jegyzőkönyvben az észlelt földtani szerkezeti tulajdonságok is pontosan leírhatók, a leíráshoz különféle genetikai elképzelések is csatolhatók. Ezen túl a jegyzőkönyvi leírással könnyebben rögzíthetők olyan területeken illetve fúrásokban végzett észlelések, ahol a szerkezet és a rétegsor bonyolultsága miatt az alkalmazandó adatlapos kódrendszer is szükségképpen összetett és bonyolult lenne.

A felsorolt előnyökkel szembe állítható a jegyzőkönyvi rögzítés számos hátránya, amely akkor jelent nehézséget, amikor egy viszonylag intenzíven megkutatott terület földtani adatai alapján kell értékelést készíteni. A területen általában több geológus, egyenként különböző képzettséggel és helyismerettel dolgozik. Ugyancsak eltérő és szubjektív az egyes leíró szakemberek szakágak sze. inti orientáltsága. Egyeseknél a rétegtan, paleontológia, másoknál a szerkezeti, kőzettani stb. ismeretek dominálnak. Így az elsődleges dokumentáció utólagos értékelésénél szinte megoldhatatlan az a feladat, hogy minden egyes észlelési pont, fúrási adat minden tulajdonságára vonatkozóan egyenértékű, megbízható információt nyerjünk.

A jegyzőkönyvi adatrögzítés másik jelentős hátránya akkor jelentkezik, ha a földtani adatok értékeléséhez számítógépet akarunk alkalmazni. Ehhez az adatok előrendezésére, egységesítésére és kódolására van szükség. E célra a hagyományos jegyzőkönyvi forma már nem felel meg, egységesített adatrögzítésre van szükség. Az adatlapon a rögzítendő földtani paramétereket előre rendszerezve, meghatározott előírások szerint, kódokkal jelöljük. Ez a forma megadja a leíró számára azokat a kérdéseket, amelyek megválaszolása szükséges, a lehetséges válaszokat összegyűjtő kódrendszer pedig megkönnyíti a megfelelő tulajdonságok helyes meghatározását. Előnye, hogy minden földtani kód mögött előre meghatározott földtani tulajdonság áll, így azok statisztikai kiértékelése egyszerű módszerekkel lehetséges. Az adatlap határozott választ ad egyes tulajdonságok hiányára is, mely adott esetben éppoly jellegzetes lehet, mint ennek ellenkezője. Bizonyos földtani tulajdonságok számszerűen is megfogalmazhatók, ezekre nézve kvantitatív becslések végezhetők. Végül helyes alkalmazása esetén az adatlapos módszer gyorsabb adatrögzítésre ad lehetőséget, mint a hagyományos.

Ugyanakkor e módszernek is több hátránya van. Nem rögzíthetők ilyen formában azok a jellegek, amelyeket a kódrendszer nem tartalmaz. Elmaradnak a kis részletekre vonatkozó megfigyelések, nem kapcsolhatók a későbbi értékelést sok esetben könnyítő genetikára utaló észrevételek. A kitöltéshez a feldolgozási rendszer alapos előismeretére és nagyobb fegyelemre van szükség, mint a jegyzőkönyvi forma esetében.

A fentiek figyelembevételével a Recsken dolgozó földtani szakemberek úgy döntöttek, hogy az adatlapos módszert a részletes kutatásoknál alkalmazzák, ahol a tulajdonságok már a nagyobb területen végzett felderítő—előzetes kutatások alapján jól meghatározhatók, csoportosíthatók. A kutatási cél egy

aránylag kis terület viszonylag kisebb számú képződménycsoportjának megismerése nagy részletességgel, ahol a kutatás megbízhatóságát a nagy tömegű adat statisztikus értéke biztosítja.

### Külföldi példák

A Recsken kidolgozott rendszer megszervezésénél külföldi példákra kellett támaszkodnunk, ilyen jellegű kutatásokra ugyanis ismereteink szerint hazai megoldások még nem léteznek, a meglevő feldolgozási rendszerek viszont nem adaptálhatók.

Ilyen földtani adatfeldolgozó rendszerek főleg skandináv, észak-amerikai és szovjet példák nyomán ismertek. A módszerek kifejlesztése egyidős a számítógép-technika fejlődésével. Természetesnek tűnik, hogy az első kísérletek a hagyományos módon körülményesen értelmezhető szerkezeti geológia területéről származnak. A módszer azonban hamarosan tért kapott a regionális térképezési feladatok területén is (H. R. WYNNE-EDWARDS—A. F. LAURIN 1970).

A fenti példák nyomán hozták létre a svéd földtani szolgálat regionális térképezés céljára kifejlesztett adatlapos feldolgozási módszerét (H. BERNER et al. 1971), majd mintegy négyéves kutatómunka után a fúrési adatok számítógépi tárolására és feldolgozására alkalmas adatrögzítését (T. ECKSTRÖM et al. 1975).

Az adatfeldolgozási rendszerek kialakításán nyersanyagkutató ill. bányavállalatok is dolgoztak. Ennek egyik, gyakorlatban is bevált sikeres példája a finn színesérckutató és termelő vállalat, az *Outokumpu Oy* rendszere (GEO-KU néven), melyet színesérc-előfordulások földtani térképezése során vezettek be (G. GAÁL—V. SUOKONAUTIO 1973). Ennek a kutatómunkának továbbfejlesztéseként ma már a megvalósulás útján halad a finn Nemzeti Érces Adattár, mely több adatszinten tárolja és dolgozza fel az országban végzett ércutatásokat (G. GAÁL et al. 1977).

Természetesen kialakultak speciális, cél-adatfeldolgozási rendszerek is. Ennek jó példája a porfíros rézérc-előfordulások fúrásos kutatási adatainak tárolására alkalmas GEOLOG és ASSAYLOG számítógépes rendszer, melynek felépítése az észak-amerikai porfíros ércelőfordulások jellegzetességeihez alkalmazkodik (P. H. BLANCHET—C. I. GODWIN 1972).

Az összes rendszer közös vonása az előre meghatározott, részletekig kidolgozott nevezéktan, kitöltési utasítás, az adatlapok világosan tagolt szerkesztése, s olyan számítógépes soft-ware háttér, amely igen egyszerűen szervezett input forrásokból rendkívül változatos listák, ill. grafikus ábrázolások formájában megjeleníthető output lehetőségeket kínál.

### A Recsken alkalmazott adatlap tervezésének szempontjai

Az adatlap a fenti példáknak a sajátos recski földtani viszonyokra történő adaptációjával született meg.

Elsőrendű szempontunk az adatok egyenértékűsítése volt, azaz a rögzítendő adatok körének, illetve egy adatsoporton belül a számbavehető tulajdonságok megnevezésének pontos meghatározása.



A másik fő tényező a hagyományos formába történő könnyű átalakítás lehetősége volt. E célt feltétlenül szem előtt kellett tartanunk, tekintettel fennálló adatszolgáltatási kötelezettségeinkre.

Szükséges követelmény volt, hogy a módszer segítségével az anyagfeldolgozás jelentősen meggyorsuljon, mivel az 1979. évi tervek szerint várhatóan kétnaponként lemélyítenek 1—1 darab 200—250 m-es fúrást, melynek feldolgozását folyamatosan kell végezni.

Végül gondolnunk kellett arra, hogy az anyagfeldolgozást főként geológusteknikusok fogják végezni, akik közül egyesek csak kevés helyi tapasztalattal rendelkeznek. A feldolgozás részletességének, az egyes tulajdonságok közötti különbségtételnek ezt az adottságot figyelembe kellett vennie.

## Az adatlap

A feldolgozás céljára az 1. ábrán látható adatlapot rendszeresítettük. Egy-egy adatlap egy fúrás 25 m-es hosszúságú szakaszának leírására használható. Minden méternek az adatlap egy vízszintes sora felel meg. Így az egymás alá sorakozó, méterenként rögzített adatok a fúrás földtani szelvényét adják. Az adatlap eredeti mérete olyan, hogy az egymás után következő lapokat összeillesztve a fúrás mérethelyes 1:200-as földtani szelvénye alakul ki.

Az adatlapok fejlécén a fúrás ill. az adatlap azonosító adatai szerepelnek. Alatta függőleges sorokban az egyes földtani tulajdonságokat rögzíthetjük. Így a fúrás minden egyes 1 m hosszúságú szakaszára egyformán rögzíthetők ugyanazok a földtani jellegek. Ez a recski alkalmazásban igen lényeges, hiszen a minőségi elemzések ugyanilyen 1 m-es felbontással készülnek, így minden egyes elemzési adathoz önálló földtani paraméter-sorozat rendelhető.

A gyakorlatban természetesen nincs szükség az egyes rovatok méterenként ismétlődő kitöltésére, amennyiben egyazon tulajdonság hosszabb szakaszon változatlan marad. Ilyen esetekben függőleges vonallal jelöljük az adott tulajdonság fennmaradásának folytonosságát, s csak a változás helyén helyettesítjük ezt új kóddal.

Ez a módszer egyben lehetőséget ad arra is, hogy a fúrásleírást elszakítsuk a rétegekhez történő kötöttségtől. Ez vulkáni, ércesedett területeken különös fontosságú, hiszen például az ércesedési, átalakulási, szerkezeti jellegek sokszor teljesen függetlenek a primér kőzetek közötti képződményhatároktól.

Az adatlap felépítését és a kódrendszer részletes ismertetését a tanulmány terjedelme nem teszi lehetővé, de főbb vonásai röviden is összefoglalhatók.

1. **M a g k i h o z a t a l.** E rovatban 0—9 közötti kóddal jelöljük a 0—90% közötti magkihozatalú szakaszokat. A 100%-os magkihozatalú szakaszokat nem jelöljük.

2—3. **Földtani szelvény.** A földtani képződménysor grafikus ábrázolására szolgál.

4—6. **Kőzetnévkód.** A gyakorlatban kialakult nómenklatúra szerint a magmás, üledékes ill. szkarnos képződmények kőzetneveit rögzítjük betűkombinációs kóddal. A kőzet-kódlistát terjedelme miatt nem ismertetjük.

7—9. **Elváltózás.** A 4—6. oszlopban felsorolt képződményeken utólag végbement, vulkáni folyamatokhoz kapcsolódó elváltozások típusát jelöljük.

10. Az elváltozás intenzitása. 0–3 közötti kóddal az igen gyenge—gyenge—közepes—erős jelzőket helyettesítve jelezzük az adott elváltozás, átalakulás mértékét.

11–12. Szövet. A mag felületén szabad szemmel megfigyelhető szöveti jeleket határozzuk meg betűkombinációs kódokkal.

13–22. Elegyrészek. A három leggyakoribb, durvaszemcsés (porfíros, foltos) kifejlődésben jelentkező elegyrészt (makro), illetve a két leggyakoribb alapanyag (kötőanyag, cementálás stb.) elegyrészt jelöljük, a relatív gyakoriság sorrendjében, betűkombinációs kódokkal.

23–24. Kifejlődés. A későbbi összefoglaló értékelés számára fenntartott kódhely.

Itt tüntetjük fel a fúrás által harántolt főbb összetetek, rétegcsoportok, formációk helyét a kutatási munkák első fázisa után kialakított földtani felépítési modellben. A recski előfordulásra például a porfíros rézércesedések valamelyik általánosított modelljét, jelentős eltérés esetén pedig a helyi viszonyok értékelése nyomán kialakítható egyedi modellt fogjuk alkalmazni.

25–31. Leggyakoribb ércásványok. Az egymás után következő sorokban 0–3 között a nyom—gyenge—közepes—erős dúsulást jelző kóddal az egyes leggyakoribb ércásványok (kalkopirit, galenit, szfalerit, molibdenit, pirit, pirrotin, magnetit) hozzávetőleges mennyiségét jelöljük.

32–33. Egyéb ércásványok. Betűkombinációs kóddal jelölhető az előző felsorolásban nem szereplő ércásvány esetleges megjelenése.

34–36. Előfordulás módja (Kif.). Az ércásványoknak az anyagközvetben való megjelenési módját jelöljük betűkombinációs kóddal.

37–38. Kifejlődés (Zóna). Későbbi összefoglaló értékelés számára fenntartott kódhely. Itt tüntetjük fel a fúrásban észlelt ércesedés helyét az ércesedési modell zónás felépítésében.

39–40. A szerkezeti elem típusa. Betűkombinációs kóddal jelöljük az elkülöníthető szerkezeti formákat.

41. Breccsásodás. A fúrási magokon megfigyelhető utólagos szerkezeti hatások nyomán keletkezett breccsás zónákat x — jellel rögzítjük.

42. Repedéssűrűség. 1–0 közötti kóddal az 1–10 db/fm litoklázissűrűséget jelöljük. A 10 db/fm-nél nagyobb repedéssűrűséget az adott mélységközben x kóddal jelöljük.

A repedéssűrűség adatnak elsősorban bányabeli kutatásoknál (biztosítás-tervezés, állékonyosság) szempontjából van jelentősége. Jól használható azonban törések nagyobb vastagságú kísérő zónájának kijelöléséhez is.

43. A repedésrendszer jellege. Grafikus kóddal jelöljük azt, hogy a megfigyelhető repedésrendszert többségében egymással párhuzamos, ellentett dőlésű, vagy egymást egyéb szögben metsző repedések alkotják-e.

44–45. Szerkezeti zóna. Fokban adjuk meg a rögzített szerkezeti elemek dőlését. Egyúttal itt jelölhetők az összefoglaló értékelés nyomán megállapítható nagyobb szerkezeti zónák.

46. Minőségi elemzés. A szabványosított mintavételi módszerek közül az adott szakaszra alkalmazottat számkóddal jelöljük.

47. Közettani anyagvizsgálat. Fajtáinak jelölése betűkóddal történik (pl. F = felületi csiszolat).

48. Dokumentációs mintavétel. Itt jelöljük az öröletlen állapotban megőrzésre kerülő minták mélységközzeit (D). (A teljes mintaanyagot leőrölve tároljuk.)

Országos Érc- és Ásványbányák  
Rézérc Művel  
Recsk

Földtani

0	3	5	7	◁ Fúrássz. Szint ▷	7	0	GERINC VAGAT K-38
---	---	---	---	-----------------------	---	---	-------------------

X	6	7	8	0,5
---	---	---	---	-----

Y	7	8	2	6,2
---	---	---	---	-----

Z	±	6	9	5,6	0
---	---	---	---	-----	---

M	T
---	---

Mag. n.	Kezdő- mélys.	Képződmény kód	Elvál- tozás	Int.	Szövet	ELEGYRÉSZEK						
						Makro				Alap		
						G	R	D	I	A	F	∅
	0 - 1,0	= =	EX	A 2	TM	G	R	D	I	A	F	∅
	2	" "		Q 1								
	3	" "										
	4	" "										
	5	" "										
	6	" "										
	7	" "										
9	8	" "										50°
9	9,0	X X	TA	K 1	PF	PL	HB					Q 2
5	1 0,5	" "										
	1 1,4	" "										
	1 2	+ S	ES	K 2	FO	PL	FL	EP	QZ	AH		
	1 3	S +		A 2	(PF)							
	1 4	+ S										
	1 5	S +										
	1 6,0	= =	EX		Z V							
	1 7,0	+ S										
	1 8	S +										
	1 9,8	---	M K		Z V							40°
	2 0,2	---	M K	MS	3		K C					K C
	2 1	---			K 1							
	2 2,1	---	T	A 2			Q H					60°
	2 3,1	---										
	2 4	---		(SK)	0		W O	K C				K C
	2 5	---										

1a-b. ábra. A leírásban szereplő földtani  
Fig. 1a-b. The data sheet for the



Az alkalmazható kódok teljes listáját, valamint az alkalmazás eseteit részletes belső kitöltési utasításban foglaltuk össze.

A kódok részletes ismertetése helyett jelen dolgozatban bemutatott kitöltött adatlapról a következő adatok olvashatók le:

Fúrás szám: F-0357

Helye: — 700 gerincevágat K-38. felállási hely

Íránya:  $230^\circ / -78^\circ$

Mélysége: 204,50 m

Kezdőpont koordinátái: x 6780,5  
y 7826,2 (helyi rendszer)  
z — 695,6

Technológia: teljes magvétel

Fúrás kezdési időpontja: 1978. 10. 15.

befejezési időpontja: 1978. 11. 02.

Feldolgozó geológus: NAGY Imre

Helye az egységes szelvényrendszerben: 0767

térképlap: 25

A fúrásban a magkihozatal: 7—9 m között 90%

9—10,5 m között 50%

másutt 100%

A rétegsor:

0,00—11,40 m *Exoszkar*n

Anhidrit- és kvarcerekkel átjárt, tömeges szerkezetű, gránát—piroxén-amfibol összetételű, 9,00—10,50 m között andezittelérel.

11,40—20,20 m *Endoszkar*n

Ková sodott, anhidriteres. Foltos, helyenként porfíros szövetű. Plagioklász, flogopit, epidot jelentkezik kvarc-anhidrit ásványos összetételű alapanyagban.

16,40—17,00 m között exoszkar, 19,80—20,10 m között mészkőzárvány.

20,20—25,00 m *Mészkő*

Az endoszkar és a mészkő határa  $40^\circ$ -os dőlésű határ mentén, szerkezeti. A mészkő metasomatizált, kovásodott, szkarnefoltos (wollastonit), anhidriteres. 22,10—23,10 m között anhidrittelér  $60^\circ$ -os dőléssel.

Ércföldtani jelek:

0,00—5,00 m között dús pirit-, kevés kalkopirit alkotta tömeges megjelenésű ércesedés.

5,00—12,00 m között gyenge, hintett pirit, nyomokban kalkopirit, helyenként magnetit, hematit.

12,00—17,00 m között gyenge-közepes hintett-eres kalkopirit, pirit, kevés molibdenit.  
17,00 m alatt ércesedés nem jelentkezik.

Szerkezeti jelek:

0,00—18,00 m között a fúrás tengelyéhez mérten több  $70^\circ$ — $80^\circ$  dőlésű anhidrittel kitöltött repedés (horizontális elmozdulás).

15,50 m: agyagásványos bevonatú harnis dőlése  $60^\circ$ , a csúszás iránya a dőléshez viszonyítva  $90^\circ$ .

8,00—12,00 m között erősen összetört, repedezett szakasz  $> 10$  db/m repedéssűrűséggel. 15,00—16,00 m között szerkezeti breccásodás.

A mészkő dőlése  $35^\circ$ .

Mintavételi adatok:

0,00—20,00 m között 1. típusú elemzés. (Az 1. típusú elemzésnél 1 m hosszúságú átlagminták elemzése történik, minden 1 m-es szakaszé Cu, minden ötödik m-es szakaszé ezenkívül Zn, Pb, Fe, Mo alkotókra is).

20,00—25,00 m között 2. típusú elemzés. (A 2. típusú elemzésnél 5 m-es összevont, átlagolt minták elemzését végeztetjük, minden mintát Cu, Pb, Zn, Fe alkotókra).

A feltüntetett mélységközökben vékonycsiszolat (V), felületi csiszolat (F), röntgen-diffrakciós vizsgálat (R), nyomelemzés (N). — Minden 5 m-ből dokumentációs mintavétel történt.

Amint látható, az adatlap tartalma könnyen átalakítható szöveggé, s kódok segítségével több információt képes rögzíteni, mint amennyit egy jóval terjedelmesebb jegyzőkönyvi forma lehetővé tenne.

### Az adatlapok feldolgozása

A bemutatott adatlapokon tárolt földtani információk „megelevenítésére” egy szintén rendszerbe foglalt kiértékelést végzünk. (Ezt a kiértékelési rendszert követi egy olyan tervezett számítógépes adatfeldolgozási folyamat, melynek bevezetésére remélhetőleg a közeljövőben kerülhet sor.) Jelenleg az a gyakorlat, hogy az adatlapok és elemzési bizonylatok beérkezése után kerül sor az elsődleges földtani értékelésre, amely szabványos, előnyomtatott űrlapokon történik. Egy-egy fúrás értékelt dokumentációja 6 lapból áll:

1. A fúrás azonosító adatai, műszaki paraméterei
2. Rétegsor
3. Ércföldtani jellegek (grafikus ábrázolás)
4. Szerkezeti jellegek
5. Mintajegyzék
6. Érces szakaszok minőség szerinti csoportosítása

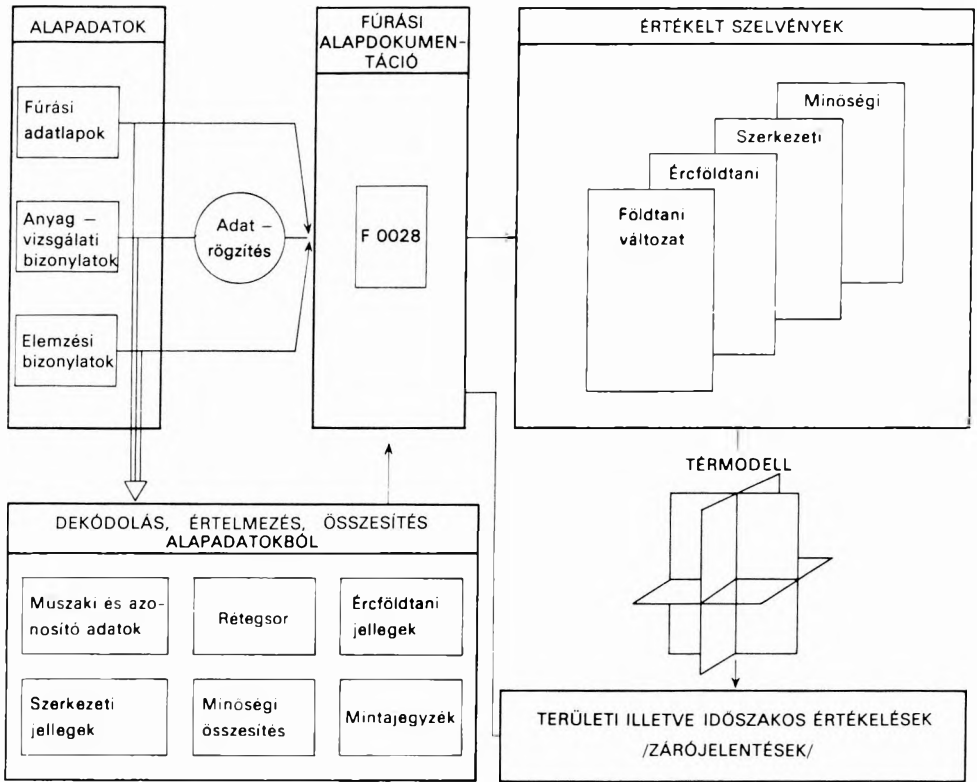
Minden fúrás dokumentációja két példányban kerül adattárba, az egyiket az adatlapokhoz és elemzési bizonylatokhoz csatoljuk, a másikat laponként külön-külön osztályozva tároljuk. Így a fúrásszám alapján megtalálható egy-egy fúrás teljes földtani információja. A témacsoportos tárolásból pedig lehetséges egy-egy terület összes fúráására vonatkozó földtani jelleg (rétegsor, szerkezeti, ércföldtani- stb. adatok) visszakeresése.

Erre az adatbázisra épül a következő feldolgozási lépcső, melynél az egy-egy kutatási részterületről gyűjtött összes információt összegezzük. Ennek keretében a fenti földtani tulajdonságcsoportokra külön-külön szelvényrendszereket készítünk, az egyes tulajdonságokat összefogó szelvények összehasonlításának eredményét, következtetéseit pedig szöveges értékelésben foglaljuk össze, s elkészítjük a kutatási részterületek háromdimenziós földtani modelljét. Az egyes részterületek kutatási eredményeit elsősorban a háromdimenziós földtani modellek tanulmányozásával kíséreljük meg összekapcsolni.

A felvázolt adatrögzítési és értékelési rendszer (2. ábra) már a mai, hagyományos kézi úton történő kiértékelés során is jelentős könnyebbséget jelent. Igazi előnye várhatóan majd a számítógépes adatfeldolgozás bevezetése nyomán mutatkoznak meg, hiszen az évi 22 000 fm magfúrás adatainak teljes mélységű kiértékelése a fúrások anyagfeldolgozásával és értékelésével foglalkozó csekély létszám számára a lehetetlenséggel határos feladatot jelentene.

### Összefoglalás

A bemutatott anyagfeldolgozási és értékelési rendszer csupán egy lehetséges útja a ma, rendszerint nehezen értékelhető formában összegyűlő földtani adatok kezelésének. Az adatlapoknak a fúrásfeldolgozási munkában való alkalmazását ma már sikeresnek mondhatjuk, hiszen a leírt módszer alkalmazásával szűkre szabott létszámunk és lehetőségeink mellett is sikerrel vettük az első akadályt. Vizsgáljuk a módszer kiterjesztésének lehetőségét a bányabeli földtani szelvényezési munkákra vonatkozóan is.



2. ábra. A jelenleg alkalmazott adatfeldolgozási és dokumentációs rendszer vázlata  
 Fig. 2. Sketch of the data processing and documentation system presently in use

Bár az előfordulás területe szűk, módszerünk adaptálását változatlan formában – speciális jellegénél fogva – más kutatási területekre nem ajánlhatjuk. A rendszer felépítésének alapelvei azonban másutt is segítséget jelenthetnek a földtani kutatómunka korszerűsítése terén.

## IRODALOM

- BERNER H. – ECKSTRÖM T. 1971: Data storage and processing in geological mapping. 1–11. – Geol. Föreningen, Stockholm Förh. 93. pp. 85–101, 693–705.
- BLANCHET P. H. – GODWIN C. I. 1972: „GEOLOG” system for computer and manual analysis of geological data from porphyry and other deposits. – Econ. Geol. 67. pp. 796–813.
- ECKSTRÖM T. – WIRSTAM A. – LARSSON L. 1975: COREMAP – A data system for drill cores and boreholes. – Econ. Geol. 70. pp. 359–368.
- GAÁL G. – SUOKONAUTIO V. 1973: An automatic data processing system for explorational mapping in Precambrian terrain: GEOKU. – Geol. Surv. Finland Bull. 266. p. 26.
- WYNNE-EDWARDS H. R. – LAURIN A. F. 1970: Computerized geological mapping in the Grenville Province, Quebec, Canada. – Canad. Journ. Earth Sci. 7. pp. 1357–1373.

## DIAMOND DRILL CORE LOGGING USING DATA SHEETS

by

J. FÖLDESSY\*

The study presents a summary of the details and experimental results of a DDH core logging method, which has been introduced and exclusively used in underground drilling explorations under the Reesk porphyry copper project since 1977.

The data sheet allows simultaneous logging of geological, petrological, mineralogical and structural features for each unit interval of core. Logging is made by alpha-numerical codes. The size of data sheets permits easy graphical representation of logs in 1:200 scale by simple attachment of consequent sheets.

The application of data sheets in drill hole logging means the first step towards introduction of computerized data storage and processing for mining geology in a future stage.

---

\* National Metallic and Nonmetallic Mineral Mines, Copper Ore Works, Reesk, Hungary.



